UNIVERSITY OF TORONTO
3 1761 01194842 9

20
9 343

INTRODUCTION

A L'ÉTUDE DES

ROCHES ÉRUPTIVES FRANÇAISES

MINÉRALOGIE MICROGRAPHIQUE

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

MÉMOIRES

POUR SERVIR A L'EXPLICATION DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

MINÉRALOGIE MICROGRAPHIQUE

ROCHES ÉRUPTIVES FRANÇAISES

PAR

F. FOUQUÉ

Professeur au Collège de France

ET

A. MICHEL LÉVY

Ingénieur au corps des Mines

PARIS

IMPRIMERIE DE A. QUANTIN

7, RUE SAINT-BENOIT, 7

1879

89023

15171081

QE
451
F8F6
t.1

AVERTISSEMENT

En prenant possession, au commencement de 1875, de la direction du service de la carte géologique détaillée de la France, qui était devenue vacante à la suite du décès d'Élie de Beaumont, un de nos premiers soins a été de nous occuper du texte explicatif. Quelle forme convenait-il de lui donner? Telle était la principale question à résoudre. Nous n'avons pas tardé à reconnaître que la marche adoptée pour la carte géologique générale ne constituait pas un précédent à invoquer. Le texte explicatif de celle-ci n'a paru qu'après l'achèvement de l'œuvre. Il a pu dès lors être disposé de la manière la plus rationnelle, les divers terrains entrant dans la constitution du sol ayant été suivis d'un bout à l'autre de la France et décrits suivant l'ordre de leur superposition ou de leur succession. Il nous a paru qu'à raison des conditions différentes de la constitution du service

et du mode de publication, il était impossible de procéder de la même manière pour la carte géologique détaillée. Elle était, en effet, destinée à paraître par fascicules comprenant un petit nombre de feuilles et l'on ne pouvait encore prévoir l'époque à laquelle elle serait terminée. Il importait cependant que le texte explicatif, s'il n'accompagnât pas la livraison dont il formait le commentaire, suivît du moins de près son apparition. De là est résultée l'obligation de le scinder en un certain nombre de mémoires s'appliquant à un groupe de feuilles contiguës de la carte. D'un autre côté, il a semblé logique de subordonner l'établissement de ces groupes aux régions naturelles que comprend le territoire de la France. Depuis cinq ans, les explorations entreprises pour l'exécution de l'œuvre ont été dirigées en vue d'atteindre ce but. On a pris soin de les répartir entre les divers collaborateurs attachés au service, en tenant compte de leurs aptitudes et de façon à permettre à chacun d'eux de faire une étude spéciale d'une de ces grandes divisions du territoire, inhérentes à la structure du sol et qui peuvent être considérées comme représentant en géologie autant d'unités.

Tel est le plan qui a été adopté pour la publication du texte explicatif de la carte géologique détaillée de la France.

Nous avons pensé que le moment était venu de le mettre à exécution. Sur notre demande, M. de Lapparent a bien voulu revoir et compléter la notice qu'il avait publiée sur *le pays de Bray*. Il lui a donné les développements convenables pour en faire une monographie complète de cette petite région naturelle qui joue un rôle prépondérant dans la structure du sol des plaines du Nord de la France. D'autres mémoires sont en préparation. Parmi ceux dont la publication pourra être entreprise à bref délai, nous signalerons la description de l'Ardenne française par M. le professeur Gosselet et celle du Morvan par MM. Michel Lévy, Delafond et Vélain. Deux des régions naturelles du Sud-ouest de la France, très propres à mettre en évidence la structure originale du grand bassin tertiaire sous-pyrénéen,

l'Armagnac et les Landes de Gascogne, seront également l'objet de notices destinées à prendre prochainement place dans le texte explicatif de la carte détaillée.

La description géologique du pays de Bray peut être considérée, en ce qui concerne la forme, comme un spécimen du type auquel on s'est définitivement arrêté pour la publication de ce texte. Nous avons cherché à réaliser sous ce rapport tous les progrès : nous croyons devoir appeler seulement l'attention sur deux points. D'une part, nous avons jugé à propos de joindre au mémoire de M. de Lapparent une petite carte géologique au $\frac{1}{320000}$, qui est très propre à en faciliter la lecture ; de l'autre, nous avons donné dans la publication une large place à l'illustration en provoquant l'introduction soit à la fin du volume, soit dans le texte courant, de planches gravées et de nombreux dessins. On ne publie plus guère d'ouvrages scientifiques sans les illustrer. Plus que toute autre science la géologie est appelée à bénéficier de cette tendance, qui constitue pour elle un besoin. Rien ne sera épargné pour qu'il y soit donné satisfaction.

Les études régionales du sol ne constituent pas le but exclusif du texte explicatif d'une carte géologique. Il a une portée beaucoup plus étendue et rien de ce qui touche à la science ne saurait lui rester étranger : les aperçus généraux, la description et la classification des roches, l'établissement des formations et de leurs subdivisions, et même les méthodes d'investigation, rentrent manifestement dans son domaine. C'est à ce titre que nous avons cru devoir donner, dans le texte explicatif de la carte de la France, une place au mémoire de MM. Fouqué et Michel Lévy, intitulé *Minéralogie micrographique*.

L'application du microscope à l'étude des éléments constitutifs des roches cristallines, qui forme l'objet de ce mémoire, est une introduction naturelle à la description géologique des contrées où elles sont développées. Il y avait donc un intérêt réel à vulgariser ce procédé d'analyse qui, quoiqu'il soit d'invention toute récente, tient déjà dans la science une

place considérable par les services signalés qu'il lui a rendus. Il a permis, en effet, de substituer la précision à la convention et d'établir la classification des roches sur une base solide et certaine. Il est, d'ailleurs, bien digne d'appeler l'attention par les horizons nouveaux qu'il ouvre sur le mode de formation des roches cristallines, encore enveloppé de tant de mystères, et qui a toujours été un des desidérata de la géologie.

E. J.

Paris, 24 novembre 1879.

TABLE DES MATIÈRES

PRÉLIMINAIRES. 1

PREMIÈRE PARTIE.

Utilité de l'examen microscopique. 9
Historique. 14
Préparation des matières pour l'observation microscopique. 18
Microscope, ses qualités et son emploi. 24
Propriétés optiques des minéraux. 31
Relation de position entre les axes cristallographiques, les axes d'élasticité et les axes optiques, dans les divers systèmes cristallins. 37
Détermination des directions d'extinction d'une lame mince cristalline, à faces parallèles. 44
Détermination du système cristallin d'un minéral microscopique, par la considération des extinctions, entre les nicols croisés, dans la lumière parallèle. . . 53
Des angles d'extinction présentés par les diverses sections d'une zone. 59
De quelques cas particuliers : agrégats, sphérolithes. 84
Croisement des nicols, et détermination pratique des extinctions. 92
Polychroïsme. 95
Emploi de la lumière convergente. 101
Analyse qualitative des roches. 104
Procédés d'extraction des minéraux élémentaires. 114
Déformations et imperfections des minéraux dans les roches. 125

I. Début de la cristallisation. 126
II. Conditions mêmes de toute cristallisation. 128
III. Variations de la composition du milieu. 130
IV. Présence de cristaux déjà formés. 131

V. Mouvements divers. 132
VI. Actions des fluides gazeux ou liquides; inclusions. 133
VII. Altérations immédiates. 144
VIII. Altérations médiates. 144

DEUXIÈME PARTIE.

Généralités. Ordre suivi dans la description de chaque minéral. Classement des minéraux primordiaux alcalino-terreux et ferro-magnésiens; minéraux secondaires 147
Essai de classification de roches éruptives. 150
Composition des principales roches éruptives. 159
Composition des principales roches gneissiques. 174

Minéraux primordiaux alcalino-terreux :

Essentiels : quartz, feldspaths, néphéline, leucite. 177
Accessoires : topaze, émeraude, apatite, sphène, cordiérite, wernérites, mélilite, haüyne et noséane. 295

Minéraux primordiaux ferro-magnésiens.

Essentiels : micas, bisilicates, péridot. 333
Accessoires : tourmaline, grenat, zircon, spinellides, fer oligiste, fer titané. 395

Minéraux secondaires immédiats :

Épidote, talc, chlorites, serpentine, sodalite. 427

Minéraux secondaires médiats :

Andalousite, sillimanite, disthène, staurotide, corindon, diamant, graphite, zéolites, calcite, aragonite. 451

INTRODUCTION

A L'ÉTUDE DES

ROCHES ÉRUPTIVES FRANÇAISES

MINÉRALOGIE MICROGRAPHIQUE

APPLIQUÉE A L'ÉTUDE DES PRINCIPAUX MINÉRAUX DES ROCHES ÉRUPTIVES

PRÉLIMINAIRES

Détermination d'une roche éruptive.

La détermination d'une roche éruptive comprend des observations sur le terrain et un examen approfondi dans le laboratoire; les résultats du premier genre de recherches doivent être consignés dans les mémoires relatifs à la description de chaque région naturelle; en France, ils sont coordonnés avec les travaux stratigraphiques dont l'ensemble fait l'objet des publications annexées à la Carte géologique détaillée.

Caractères extrinsèques.

Les méthodes d'examen sur le terrain n'ont pas varié depuis longues années, et l'on peut citer encore, comme des modèles en ce genre, la Description des Vosges par Élie de Beaumont, celle de la Saxe par Naumann et Cotta.

Caractères intrinsèques.

Mais il n'en est pas de même relativement aux procédés de recherches usités dans le laboratoire, procédés qu'il s'agit d'employer pour déterminer les caractères intrinsèques d'une roche, et pour fixer la nature

minéralogique et le mode d'association des éléments qui la composent. Dans cette branche d'études, la science a fait de tels progrès, depuis une quinzaine d'années, que les bases mêmes de la pétrographie en ont été renouvelées.

Anciens procédés d'examen.

Afin de mettre en lumière les progrès accomplis, nous rappellerons brièvement ici les moyens dont on disposait naguère pour la détermination des roches : on les examinait à l'œil nu, à la loupe (grossissement maximum de 10 diamètres); on observait l'action qu'elles exerçaient sur le barreau aimanté; on en polissait la surface.

Un procédé plus délicat consistait à les réduire en poudre, puis à soumettre cette poudre à un triage mécanique; enfin quelques essais informes d'application du microscope à l'examen de ces matières étaient parfois tentés.

Des analyses de minéraux impurs et, plus souvent encore, des analyses de roches en bloc étaient la suite naturelle de ces premières investigations.

Avec des procédés aussi imparfaits, on a pu déterminer approximativement la composition minéralogique des roches à gros grains. Quant aux roches à grains fins, on leur a appliqué la dénomination de cryptomères ou adélogènes, précisément à cause de l'ignorance dans laquelle on était de leur composition réelle. La majeure partie des éléments cristallisés, invisibles à la loupe, restait inaperçue; leur assemblage portait le nom de pâte et était considéré comme un magma homogène, sans individualisation propre. Les analyses en bloc fournissaient la matière de longues discussions sans issue possible.

Imperfections des anciennes classifications.

Les classifications basées sur de pareilles données étaient nécessairement défectueuses. Dans une classification des roches, si on néglige les caractères minéralogiques, on arrive à des résultats choquants, tels que la réunion, dans un même groupe, des roches si variables à tous égards, qui présentent la même composition chimique en bloc. Mais, d'autre part, comment établir une classification fondée sur les caractères minéralogiques, lorsque plus de la moitié des éléments cristallins de la roche échappe aux investigations

Nouveaux procédés d'examen.

La taille des roches en minces lamelles et l'examen par transparence de ces lamelles au microscope, avec des grossissements atteignant 2,000 diamètres, ont porté la lumière dans ce domaine jusque-là si obscur. Chaque roche s'est éclairée; tous ses éléments sont devenus distincts; il n'existe plus actuellement de roche adélogène.

La simple vision des éléments d'une roche était une découverte; mais il fallait aller plus loin, et y ajouter des moyens de spécification précis et scientifiques.

Les connaissances, précédemment acquises en minéralogie sur les formes et les propriétés optiques des cristaux, ont alors été mises en œuvre, et l'application au microscope de la lumière polarisée parallèle est devenue d'un emploi fructueux.

En même temps, les procédés d'extraction des minéraux se sont perfectionnés et les analyses chimiques ont pris, par suite, un caractère de précision nouveau.

Il est incontestable que la nature minéralogique et la structure des roches ont considérablement varié avec le temps; il n'existe aucune ressemblance entre les granites et les roches même les plus acides rejetées par les volcans modernes. Ces deux types extrêmes sont réunis par de nombreux jalons intermédiaires et le microscope, loin de diminuer le nombre de ceux-ci, n'a fait, au contraire, que l'augmenter.

Mais il a surtout permis de préciser ces types. Les dénominations vagues de cornéennes, de trapps, de grunsteins et même de laves, doivent disparaître. D'autres se spécifient ou se subdivisent : ainsi les roches rapportées aux basaltes, dans l'ancienne acception du mot, s'écartent les unes des autres et se classent dans des familles diverses. De même pour les ophites, les porphyres, etc.

Les études pétrographiques actuelles ne se prêtent plus à des déterminations incertaines et, s'il existe toujours des passages graduels entre les types principaux, c'est qu'ils répondent à une réalité naturelle; mais la définition exacte de ces types n'en est que plus nécessaire.

Il est d'autant plus important de spécifier exactement la composition

minéralogique et la structure des roches, que l'une et l'autre ont varié avec l'âge géologique : certains minéraux, par exemple, n'apparaissent pas avant la période tertiaire; tel est le cas pour la leucite et la tridymite. D'autres ne sont abondants qu'à certaines époques; la néphéline en offre un exemple frappant.

La relation de la structure avec l'âge des éruptions est peut-être encore plus intime. Le quartz, ce minéral si remarquable par ses nombreuses variétés, depuis celle qui est purement colloïde jusqu'au type entièrement cristallisé, imprime son cachet à toute une classe de roches, et ce cachet varie avec l'âge géologique.

On peut donc affirmer que la détermination des roches éruptives au microscope est aussi indispensable aux études géologiques, que la spécification des fossiles dans les couches sédimentaires.

Les études microscopiques ont aussi jeté un nouveau jour sur la genèse des roches; les anciens pétrographes avaient divisé les roches éruptives en volcaniques et plutoniques, les premières formées par voie purement ignée, les autres par l'action combinée de la chaleur et d'émanations volatiles. Le groupe volcanique était des plus restreints; les basaltes eux-mêmes avaient été rattachés à la série plutonique. Actuellement, on peut dire que les proportions sont renversées : des porphyrites carbonifères aux mélaphyres permiens, des andésites tertiaires aux basaltes récents, on compte une longue suite de roches dont l'origine ignée n'est plus douteuse. Les reproductions artificielles conduisent, à ce point de vue, aux mêmes conclusions que l'étude des inclusions liquides et vitreuses, que le microscope fait apercevoir au sein des minéraux.

On voit, d'après ces considérations, que la classification des roches éruptives doit s'appuyer non seulement sur les données extrinsèques d'ordre stratigraphique, mais encore sur la connaissance approfondie des caractères intrinsèques des roches.

Mais, si les études microscopiques sont indispensables et justifiées par les considérations qui précèdent, il serait fastidieux, à propos de chacune des roches décrites dans une certaine région, d'avoir à énumérer les

caractères généraux qui permettent de spécifier les divers éléments minéralogiques de chacune d'elles.

But du présent ouvrage.

Combler cette lacune, décrire les caractères cristallographiques et optiques des minéraux intégrants des roches, vus au microscope, faire connaître leur structure intime, énumérer leurs principales associations, tel est le but que nous nous sommes proposé. Les notions, contenues dans les pages qui vont suivre, sont d'une application générale; cependant, en les développant, nous les avons spécialement considérées comme devant servir de préliminaires à l'étude de certaines régions de roches éruptives françaises; c'est pourquoi nous nous sommes astreints, autant que possible, à choisir nos exemples d'associations dans les types de roches que nous y avons rencontrés.

PREMIÈRE PARTIE

PREMIÈRE PARTIE

Bibliographie.

Il n'existe, en France, aucun ouvrage didactique ayant pour objet la connaissance des minéraux des roches, observés au microscope en lames minces.

Plusieurs ouvrages de ce genre ont été publiés à l'étranger. Nous en donnons la liste ci-dessous; mais nous devons une mention spéciale à celui du professeur Rosenbusch, à cause de l'importance qu'il a accordée aux propriétés optiques des minéraux, en s'appuyant sur les données que la science doit à M. Des Cloizeaux. M. Rosenbusch a également publié une pétrographie étendue, qui contient des renseignements nouveaux sur un grand nombre de minéraux.

Boricky. *Elemente einer neuen chemisch-mikroskopischen Mineral und Gesteinsanalyse.* Archiv. der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, vol. III, fasc. 5, Prag, 1876.

Des Cloizeaux. *Manuel de Minéralogie.* Paris, 1862. Dunod.

O. Lang. *Grundriss der Gesteinskunde.* Leipzig, 1877. H. Hœssel.

Von Lasaulx. *Elemente der Petrographie.* Bonn, 1875. E. Strauss.

Rosenbusch. *Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien*, 1873. — *Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine*, 1877. Stuttgart, Schweitzerbart.

Sorby. *On the microscopical structure of crystals.* Quart. Journal. London, 1858.

Szabo. *Ueber eine neue Methode, die Feldspathe auch in Gesteinen zu bestimmen.* 1876, Budapest, Franklin-Verein.

Tschermak. *Mikroskopische Unterscheidung der Mineralien aus der Augit-, Amphibol- und Biotit-Gruppe.* Leon. Jahrbuch, 1869, 752.

Vogelsang. *Mémoire sur les Cristallites.* Archives néerlandaises, 1870, V. 1871, VI. 1872, VII.

Zirkel. *Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine.* Leipzig, 1873, Engelmann.

UTILITÉ DE L'EXAMEN MICROSCOPIQUE

Étude possible des petits cristaux.

L'application du microscope à l'étude des minéraux est toute récente; il y a peu d'années encore, on se bornait à examiner les gros échantillons, et c'est seulement à leur défaut qu'on recourait à l'examen des petits

cristaux. La cause en était dans la difficulté avec laquelle on manie les petits échantillons ; cependant une observation plus attentive avait déjà conduit les minéralogistes exercés à choisir de préférence les petits cristaux, pour la détermination des espèces. En effet, leurs formes sont plus souvent simples, ce qui facilite leur étude cristallographique et optique ; ils sont plus rarement pénétrés par des substances étrangères, ce qui donne plus d'exactitude à leur analyse chimique et aux formules qui en résultent. Les gros cristaux sont de véritables monstruosités.

Détermination des impuretés.

Le microscope rend de précieux services, alors même que les cristaux qu'il permet d'observer sont impurs. Tout d'abord, lorsqu'on se propose de rechercher la composition chimique de cristaux appartenant à une même espèce, la constatation des impuretés, qui y sont renfermées, permet de rejeter tous les échantillons altérés ou chargés d'une trop grande quantité de matières étrangères.

En outre, au cas où les échantillons sont moyennement impurs, on peut néanmoins déterminer quelquefois leur formule, si le microscope a laissé reconnaître la nature de l'impureté et, par conséquent, l'influence exercée par elle sur le résultat de l'analyse. Si, par exemple, on a vu qu'un feldspath contenait du fer oxydulé et de l'apatite, on retranchera de son analyse élémentaire la quantité de fer trouvée et l'excès de chaux correspondant à la proportion de phosphore, de chlore et de fluor provenant de l'apatite.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Les propriétés cristallographiques et optiques se laissent généralement reconnaître au microscope, même sur des cristaux impurs. Le cas s'est présenté pour la chiastolite, si fréquente dans certains schistes : cette espèce n'est qu'un agrégat des minéraux les plus divers, réunis par un ciment qui est la véritable chiastolite, et dont on a constaté les propriétés cristallographiques et optiques ; mais il a été impossible de fixer la composition chimique de ce ciment, faute de pouvoir l'extraire ; car il est en proportion extrêmement minime, par rapport à la grande quantité des impuretés.

La notion des clivages d'un minéral, si précieuse pour une détermination cristallographique, est, pour le moins, aussi aisée à acquérir sur

les cristaux microscopiques, que sur ceux qui offrent des dimensions appréciables à l'œil nu.

Inclusions et genèse des minéraux.

Le microscope fournit aussi des indications sur les inclusions des minéraux et sur leur genèse. Lorsqu'on trouvera dans une pâte vitreuse un cristal d'amphibole, renfermant une inclusion de matière identique à celle qui constitue la pâte, on en conclura que l'amphibole a cristallisé au sein de cette masse, qu'elle ne provient pas de la destruction d'une roche étrangère et, en outre, que le phénomène s'est accompli à une température assez élevée pour que la masse vitreuse fût alors en fusion. De même, des inclusions d'acide carbonique liquide donnent une idée précise de l'énorme pression qui agissait au moment de la cristallisation.

Associations et ordre de cristallisation.

Le microscope sert aussi à démêler l'ordre dans lequel les minéraux associés ont cristallisé. Si cette même amphibole contient un cristal de fer oxydulé, c'est que ce dernier a acquis une individualité propre, avant que l'amphibole ait pu l'englober en cristallisant. On a constaté de cette façon que l'apatite, considérée naguère comme d'origine métamorphique, ou, du moins, comme le plus jeune des minéraux associés dans une même formation, en était presque toujours le plus ancien. Remarquons, à ce propos, que l'ordre de la cristallisation ne suit pas toujours celui de la facilité de fusion et que les circonstances, qui ont influé sur le phénomène, sont simultanément la température de solidification, la tendance à la cristallisation et les affinités chimiques. Ainsi, l'apatite est un minéral qui ne fond qu'à très haute température, qui a une grande tendance à cristalliser, comme l'attestent les expériences de reproductions synthétiques récemment effectuées; en même temps, ses éléments présentent entre eux des affinités chimiques très énergiques; car, à haute température, l'affinité de l'acide phosphorique pour les bases l'emporte sur celle de l'acide silicique.

Altérations secondaires.

La même méthode permet de reconnaître les divers modes d'altération des cristaux par voie mécanique, par voie chimique et par modification moléculaire. Un cristal brisé, une mâcle dont les divers individus sont écartés les uns des autres, prouvent l'existence passée d'un mouvement postérieur à la formation d'une partie des éléments cristallins.

Les actions chimiques se traduisent par des déformations non moins caractéristiques ou par d'autres modifications physiques apparentes au microscope. Des émanations acides agissant sur un cristal d'amphibole, par exemple, changent sa coloration, arrondissent ses bords, corrodent ses faces et, en outre, déposent dans les cavités du cristal ainsi creusé, ou à sa surface, des produits divers tels que de la chlorite, des oxydes de fer, de la silice à différents états et des silicates plus ou moins hydratés.

L'observateur attentif sera également averti des transformations moléculaires qui se sont opérées, lorsque les propriétés physiques d'un minéral se seront modifiées sans changement dans sa composition chimique. Ainsi l'ouralite, qui présente la forme extérieure du pyroxène avec les clivages et les propriétés optiques de l'amphibole, provient très probablement d'une transformation du premier de ces minéraux dans le second, sans variation sensible dans la composition élémentaire.

Genèse des roches éruptives.

Le microscope a rendu surtout un grand service, en permettant d'aborder l'étude des minéraux qui font partie intégrante des roches. Il est à remarquer que, jusqu'à ces derniers temps, l'examen des espèces minérales était borné presque exclusivement à celui des substances qui proviennent des druses et des filons ; or, l'étude des minéraux des roches est au moins aussi importante que celle des minéraux filoniens.

En effet, les premiers sont, de beaucoup, ceux qui entrent en plus grande proportion dans la composition de l'écorce terrestre ; cependant ils sont moins connus à cause des difficultés que présente leur extraction. Souvent, par suite de l'imperfection des modes d'examen employés, ils ont été l'objet de déterminations inexactes ; leur spécification ouvre de nouveaux horizons aux théories relatives à la genèse des roches et, par suite, à l'évolution du globe terrestre. Enfin, l'étude des minéraux des filons ne peut pas remplacer celle des minéraux des roches, parce que les uns et les autres ne sont pas toujours identiques ; et alors même qu'ils le seraient, la constatation du fait doit être opérée ; car ils ne se sont pas consolidés dans les mêmes conditions. La même espèce minérale, prise dans une roche et dans un filon qui traverse celle-ci, présente parfois

des formes cristallines diverses et, souvent, manifeste des différences de composition chimique remarquables.

En résumé, les micrographes sont arrivés à des données précises et nouvelles : ils ont reconnu, dans presque toutes les roches, la composition minéralogique de la matière fondamentale de celles-ci, matière en général tellement compacte qu'on la désignait volontiers sous le nom de pâte, lui attribuant ainsi une homogénéité qu'elle était loin de posséder; ils ont, de la sorte, imité les astronomes résolvant les nébuleuses à l'aide du télescope. Ils ont constaté la présence, dans les roches, de minéraux qu'on en croyait absents (spinelles, dans les basaltes; wernérite et zircon, dans certaines amphibolites; leucite et néphéline, dans un grand nombre de roches jadis rattachées aux basaltes) ; ils ont montré l'extrême diffusion dans la nature de quelques minéraux considérés comme rares (apatite, sphène) ; ils ont obtenu des notions plus exactes sur la structure des roches (fluidalité, sphérolithes), et sur leur genèse ; enfin ils ont réussi à supprimer de la liste des minéraux un nombre considérable d'espèces supposées distinctes, et qui, en réalité, n'étaient que des mélanges (wichtisite, sordawalite, etc.).

Cependant nous devons reconnaître que si, grâce au microscope, le large champ d'étude de la pétrographie s'ouvre bien plus vaste encore aux yeux de l'observateur, et si certaines difficultés sont résolues, chaque jour il en surgit de nouvelles ; le but n'est que reculé.

HISTORIQUE

Invention du microscope.

Le microscope a été inventé en 1654 par Jansen en Hollande ; l'instrument, construit par l'inventeur lui-même, fut offert en cadeau par les États de Hollande au roi d'Angleterre Jacques I^er^, lequel, à son tour, le donna à Drebbel. C'est pour cette raison que, pendant longtemps, on attribua à tort le mérite de cette découverte à Drebbel ; du reste le microscope fut ensuite réinventé à Naples par Fontana.

Le principe de l'instrument était établi ; mais la construction en était si défectueuse, l'application si incommode, les défauts si nombreux que les grandes découvertes micrographiques ne furent d'abord faites qu'au moyen de la loupe. Celle de Leeuwenhoek ne possédait qu'un grossissement assez faible ; son grand inconvénient était le défaut d'achromatisme.

Achromatisme.

En 1774, Euler imagina l'achromatisme, qui fut immédiatement appliqué au microscope ; cependant les essais furent d'abord infructueux et ne réussirent qu'entre les mains d'Amici et de Chevalier qui, en 1823, construisirent les premiers microscopes achromatiques donnant un grossissement de 500 diamètres. De cette époque, datent les grands progrès accomplis par la botanique micrographique, pour laquelle il n'est point nécessaire d'employer la lumière polarisée.

Polarisation chromatique.

La découverte de la polarisation chromatique est due à Malus (1808) ; mais la disposition qu'il employait était peu pratique et n'eût pas été susceptible de s'appliquer commodément aux instruments d'optique. En 1828 seulement, Nicol, perfectionnant le procédé de Malus, construisit le

système de prismes en spath d'Islande, qui porte son nom et à l'aide duquel on peut éliminer l'un des deux rayons de lumière polarisée, fournis par le spath. A partir de ce moment, l'analyse microscopique des roches était en possession de tous les moyens de recherche dont elle dispose encore aujourd'hui.

Anciennes études des minéraux au microscope.

Depuis longtemps déjà, on avait fait des essais sur des cristaux réduits en poudre; mais c'est encore Nicol, qui, en 1827, imagina de tailler les minéraux en lames minces. Bien que les travaux antérieurs à cette époque n'aient aujourd'hui qu'une importance très secondaire, nous allons en donner un aperçu rapide afin de montrer la marche ascendante de la science.

Les premières recherches microscopiques sur les sels datent de la fin du XVII^e^ siècle : elles sont dues à Leeuwenhoek, qui examina la crême de tartre, le chlorure d'argent et le chlorhydrate d'ammoniaque. Ces travaux furent continués par Baker en 1764. Vers la fin du XVII^e^ siècle, Leeuwenhoek observa le diamant; mais depuis ce moment jusqu'au milieu du XVIII^e^ siècle, malgré la vogue obtenue par le microscope dès le règne de Louis XIV, personne n'eut l'idée de reprendre des observations, qui devaient plus tard devenir si fécondes.

En 1764, Ledermuller, en Allemagne, étudie la barytine et l'apatite du haut Palatinat. Plus tard (1774) paraît, en France, un mémoire d'un naturaliste anonyme, ne signant que des initiales D. F., qui décrit un procédé d'analyse des roches, basé sur l'étude microscopique des minéraux entrant dans leur composition; il les séparait d'abord par un broyage, un concassage, et enfin les comparait attentivement avec des échantillons minéralogiques bien connus et placés dans les mêmes conditions. En 1782, Daubenton fit sur la minéralogie microscopique le travail le plus important du XVIII^e^ siècle; il constata la véritable nature des dendrites, et cette étude fut poursuivie par Haüy.

Vinrent ensuite Dolomieu (1794) et Fleuriau de Bellevue (1800). Ce dernier étudia les laves de Capo di Bove, aux environs de Rome, et y reconnut la présence de la leucite. Mais le plus illustre des successeurs de D. F.

fut Cordier, qui publia, en 1816, dans le *Journal de physique*, son grand mémoire sur la séparation des éléments microscopiques des roches. Le célèbre géologue se sert des méthodes de D. F. et ajoute, à la pulvérisation et au concassage préalables, la lévigation des particules minérales à l'aide d'un courant d'eau, l'emploi du barreau aimanté et du chalumeau, la recherche des densités et, enfin, la comparaison des poudres obtenues avec des échantillons de nature connue.

C'est ainsi que Cordier découvrit la constitution des basaltes ; mais il possédait seul l'adresse manuelle nécessaire pour mener à bien de pareilles analyses et ce genre d'essais ne fut repris par personne. Toutefois, Dufrénoy se servit du microscope pour étudier les cendres volcaniques.

Taille en lames minces.

Nicol ayant appris à tailler des plaques minces transparentes dans les roches, son ami, le botaniste Witham, en 1831, étudia par ce procédé des bois silicifiés fossiles et, au grand étonnement du monde savant, prouva que ces matières pierreuses conservaient, dans leurs moindres détails, la structure du corps organisé qui leur avait donné naissance. En 1840, M. A. Brongniart examina de la même manière divers bois fossiles. Les opticiens de Londres et de Paris, et parmi les premiers particulièrement un nommé Pritchard, répandirent alors dans le public de longs catalogues des objets les plus variés réduits en lames minces, tels que des os, des dents, des bois fossiles, des agates; Oschatz, en Allemagne, mettait en vente plus de deux mille échantillons de cette espèce.

En 1831, Nordenskiöld avait taillé en lames minces le labrador et constaté que ses propriétés optiques étaient en relation avec l'orientation de la section. De 1813 à 1845, Brewster effectuait à Édimbourg les recherches les plus intéressantes sur la structure du béryl, de l'émeraude, de la topaze.

Les inclusions liquides des cristaux avaient fait l'objet des études de Gautieri (calcédoine de Vicence 1800), de Brewster, de Humphry Davy et de Nicol lui-même.

Mais l'attention du monde savant ne fut définitivement attirée sur la fécondité de ce mode d'observation que par les travaux de Sorby, en

Angleterre, sur le marbre et la barytine (1856), et sur le granite et ses inclusions (1858). Dès lors, les études se succédèrent rapidement; M. Vom Rath (1860) fait connaître le phonolithe d'Olbrück et la dolérite de la Löwenburg; M. Gerhardt (1861) constate que la perthite est un mélange d'orthose et d'albite; M. Reusch (1863) et Vogelsang (1870) expliquent le chatoiement du labrador; M. Zirkel (1870) publie son important travail sur les basaltes; Vogelsang écrit (1867) son ouvrage intitulé « Philosophie de la Géologie » et détermine (1870) les conditions qui président au développement de la cristallisation dans les silicates fondus; M. Tschermak montre le parti que l'on peut tirer du polychroïsme de la plupart des minéraux; M. Rosenbusch, suivant la voie inaugurée par Sénarmont, MM. Des Cloizeaux, Vom Rath, Tschermak, insiste sur l'emploi des propriétés optiques pour la détermination des minéraux microscopiques. Une pléiade d'observateurs distingués se pressent à l'envi dans cette nouvelle voie d'observation; parmi eux, nous citerons les noms de MM. Allport, Baranowsky, Behrens, Boricky, Cohen, Dœlter, Von Drasche, Emmons, Fischer, Fuchs, Haarmann, Hagge, Helmacker, Hall, Hussak, Ienzsch, Inostranzeff, Kalkowsky, Kenngott, Knop, Kosmann, O. Lang, Von Lasaulx, Laspeyres, La Vallée-Poussin, Lossen, Mac-Pherson, Mallard, Möhl, Niedzwiedzky, Phillips, Potier, Quiroga, Renard, Reusch, Rutley, Sandberger, Sauer, Stelzner, Streng, Szabo, Vélain, Vrba, Websky, Weiss, Wichmann.

PRÉPARATION DES MATIÈRES

POUR L'OBSERVATION MICROSCOPIQUE

Les roches, destinées à être étudiées au microscope, peuvent être mises sous forme de poudre ou sous forme de lames minces; nous allons décrire sucessivement la façon de les préparer dans l'un et l'autre cas.

Poudres. La préparation d'une poudre est à peu près celle qui a été employée par Cordier. On commence par pulvériser la roche dans un mortier d'agate, si elle est de dureté moyenne, ou préalablement dans un mortier d'Abich, si sa dureté est très grande, en ayant soin de procéder par écrasement et non par trituration; on tamise au tamis de soie très fin (fils écartés de $0^m.002$ à $0^m.003$). Deux tamisages sont nécessaires; dans le premier, on recueille la poudre qui passe et on rejette ce qui reste sur le tamis; dans le second, au contraire, on rejette les parties qui passent les premières, à cause de leur trop grande finesse. On dépose alors la poussière recueillie en un petit tas sur une lame de verre; on y verse trois ou quatre gouttes d'une dissolution de baume de Canada dans le chloroforme ou plus simplement dans la benzine (environ 2/3 de baume et 1/3 de benzine). Il vaut mieux se servir d'une dissolution de baume dans la benzine ou dans le chloroforme, plutôt que de baume rendu fluide par la chaleur : la dissolution mouille beaucoup mieux les poudres et fournit plus facilement des préparations exemptes de bulles d'air. On recouvre ensuite le tout d'une plaque de verre mince, sur laquelle on exerce avec le bout du doigt une pression qui éparpille la poudre. On dépose alors la préparation à plat et

on la charge jusqu'à parfaite dessication, c'est-à-dire pendant quelques jours, avec une balle de plomb cylindrique qui maintient l'adhérence.

Les inconvénients de cette méthode sont les suivants : les cristaux sont brisés, l'agencement mutuel des divers minéraux composant la roche est détruit, ce qui rend indistincte la structure de celle-ci; les cristaux, brisés dans le sens de leur clivage facile ont une tendance à se déposer à plat, d'où résulte l'impossibilité d'observer d'une façon complète leurs formes et leurs propriétés optiques. En revanche, l'étude microscopique des poudres présente certains avantages; il est toujours possible de mettre ce procédé en pratique sur le terrain et de se procurer ainsi immédiatement un grand nombre de données sur les roches que l'on recueille; la méthode permet donc de jeter de la sorte un coup d'œil sur un grand nombre d'échantillons dans un laps de temps très court. Elle est, en outre, très commode pour observer les réactions chimiques et les résidus provenant de l'action des réactifs; c'est naturellement la seule possible pour les matières pulvérulentes du genre des sables ou des cendres volcaniques; elle permet de reconnaître et d'étudier les inclusions, si fréquentes dans certains cristaux. Enfin, par cela même que les cristaux concassés se brisent suivant leurs faces de clivage, on a là un moyen sûr et facile de pouvoir observer les propriétés optiques de certaines faces cristallines bien déterminées et généralement importantes, tandis que par le procédé de la taille en lames minces, les cristaux d'une roche sont coupés dans toutes sortes de directions et l'orientation d'une section en particulier n'est jamais connue qu'approximativement.

Plaques minces.

Sans entrer ici dans la description détaillée de la préparation d'une plaque mince, nous nous bornerons à en mentionner les principales périodes. En ces sortes d'études, une ou deux journées passées dans l'atelier d'un préparateur habile et un petit nombre de tentatives personnelles en apprendront beaucoup plus qu'une description écrite, quelles que soient son étendue et sa minutie.

Échantillonnage.

On fait choix d'un fragment plat d'environ 2 centimètres de côté; ce

fragment est obtenu soit par un coup de marteau donné adroitement, soit par un sciage.

Le sciage s'exécute à l'archet, au moyen d'un fil de fer tendu sur un arc en bois qu'on manœuvre sur la pierre, solidement maintenue et arrosée par un mélange d'émeri et d'eau. On peut aussi employer une sorte de scie circulaire ou fraise, consistant en un disque de fer mû mécaniquement et animé d'une grande vitesse, auquel on présente le bloc à découper. Ce système a le désavantage de pratiquer des entailles très larges et irrégulièrement béantes.

Usure de la première face.

Le fragment convenable étant détaché, on en use une face sur un plan de fonte, de zinc ou de glace recouvert d'émeri, dont la grosseur varie en raison de l'avancement plus ou moins grand du polissage. Au lieu d'un pareil plan, il est préférable d'employer une petite meule en grès, dont la partie plane sert à l'usure; dans ce cas, il convient de terminer le polissage avec des poudres déposées sur un plan fixe, ou sur le plateau d'un tour d'opticien (disque plan, vissé sur un axe vertical; le mouvement est communiqué par une poulie, sur laquelle s'enroule une corde de buffle, entourant une roue horizontale à grand diamètre, mue par une manivelle).

Nettoyage et collage de la première face.

Cette première face étant parfaitement polie, on la nettoie et on la colle sur un petit morceau de glace de quelques centimètres de diamètre, offrant assez d'épaisseur pour que l'opérateur puisse sans danger tenir la glace à la main, quelle que soit la minceur du fragment de roche. Ce collage se fait au moyen d'arcanson ou de baume de Canada cuit, qu'on dépose sur le plan de verre préalablement chauffé, et sur lequel on glisse le fragment, en appuyant fortement la face polie. L'adhérence est parfaite, quand on a vérifié qu'en regardant par transparence à travers le plan de verre, il n'existe pas la moindre bulle d'air interposée, dont la présence provoquerait infailliblement le décollement de la préparation.

Le baume de Canada est facile à manier, quand on l'emploie en petits culots, déjà cuits et solidifiés à l'extrémité d'une baguette de verre ; on l'obtient sous cette forme, en chauffant à une douce température le baume sirupeux du commerce, de façon qu'il donne à peine quelques vapeurs pen-

dant une heure environ ; il convient de faire cette cuisson dans un creuset de 30 centimètres cubes de capacité, en platine ou en porcelaine. Lorsqu'on s'est assuré, au moyen d'une prise d'essai, que le baume se solidifie, on plonge une baguette de verre au centre du creuset, et on la maintient verticale pendant le refroidissement. Quand le baume est solidifié, on réchauffe brusquement les parois du creuset, et le culot, fixé à la baguette, sort tout entier. Il faut préserver le culot, ainsi obtenu, du contact de la poussière et des doigts.

Pour amener le baume à la température de fusion, on chauffe directement les plaques de verre et on les touche ensuite avec le baume, qui fond et se répand à leur surface. Il faut éviter la production de bulles de gaz et, d'autre part, amener le baume à un degré de fusion parfaite ; on peut employer commodément pour cet usage une plaque épaisse de métal aplanie, préalablement chauffée, par exemple un fer à repasser. On dépose sur la surface plane un verre mince enduit de baume, qui sert pour ainsi dire de témoin : tant que le baume bouillonne, la température est trop élevée ; quand le dégagement de gaz cesse, on a plusieurs minutes pour opérer à une température convenable.

Polissage de la seconde face.

On procède alors, sur le tour d'opticien et comme précédemment, au polissage de la seconde face, en ayant soin de se servir de plateaux différents pour chaque grosseur d'émeri. Quand les disques ne sont plus plans, il faut les redresser en les frottant l'un contre l'autre. On termine le polissage de la seconde face en la frottant doucement à la main sur un disque immobile et recouvert d'émeri excessivement fin. Il convient auparavant, et seulement pour cette dernière partie de l'opération, d'enlever, avec un canif émoussé et par quelques lavages à l'alcool, l'excès de baume qui entoure la plaque mince ; les grumeaux qui en proviennent pourraient arracher une partie de la préparation ; grâce à ce tour de main, on peut facilement pousser certaines plaques à un état de minceur extrême.

La lamelle est près d'être achevée dès qu'on peut lire au travers ; quand elle est terminée, son épaisseur varie de 1 à 3 centièmes de millimètre,

selon les cas. Les couleurs du feldspath, entre les nicols croisés, doivent être alors d'un gris bleuâtre.

Transport et collage définitif.

On chauffe doucement le plan de verre et la préparation qui y est fixée; on décolle celle-ci en la faisant glisser tangentiellement avec une petite spatule de bois, sur le plat de laquelle on enlève délicatement la plaque mince, une fois qu'elle a dépassé le bord de son support; on la nettoie à la benzine et on la porte sur une plaque de verre enduite de baume de Canada préalablement solidifié, mais qu'on liquéfie de nouveau par la chaleur au moment de s'en servir; on recouvre à chaud par une seconde plaque de verre très mince, et dès lors la préparation, qui se refroidit immédiatement, est prête à être examinée.

Lorsque la plaque mince est très fragile, il convient d'en opérer le nettoyage sur la glace même, qui a servi de support pendant le polissage; pour cela, on chauffe doucement cette glace, on verse sur elle quelques gouttes de benzine et on les décante. On répète trois ou quatre fois cette opération, puis on fait évaporer lentement l'excès de benzine. La plaque mince se trouve ainsi lavée et détachée. Sur le verre qui doit servir de support définitif, on dépose du baume de Canada, à la façon ordinaire; on trempe dans ce baume fondu le bout d'une baguette d'ivoire ou de verre. La baguette, ainsi préparée, est appliquée légèrement contre la préparation qu'elle attire, et reportée ensuite sur le verre définitif; la lame mince se détache alors et s'enfonce dans le baume qu'on a soin de maintenir à sa température de fusion. Il ne reste plus qu'à couvrir la préparation d'un verre mince.

Cas particuliers.

Quand on doit préparer des échantillons de roches très peu cohérentes, on a la précaution, avant de les user, de les laisser séjourner pendant un certain temps dans du baume de Canada, rendu très liquide par la chaleur. Celui-ci pénètre dans les pores, s'y durcit, et on continue alors l'opération comme sur une roche compacte; dans ce cas, on décolle, à froid et au moyen de la benzine, la préparation une fois polie. Cette opération demande beaucoup de dextérité et n'est pas toujours possible. On peut encore conserver, comme porte-objet définitif, le morceau de glace qui

a servi de support pendant le polissage de la seconde face; seulement on le débarrasse difficilement des grains d'émeri, même après avoir doucement frotté avec un pinceau imbibé d'alcool.

On peut aussi employer la gomme-copal dissoute dans un mélange d'essence de lavande et d'alcool, pour consolider les préparations de matières sans cohésion. On les imbibe de cette dissolution que l'on évapore ensuite à chaud; puis on opère comme d'habitude, en collant la préparation avec du baume de Canada. L'avantage principal de ce procédé est que la gomme-copal est beaucoup moins soluble dans la benzine que le baume, de telle sorte qu'on peut décoller la plaque mince, sans dissocier les parties agglutinées.

Pendant le polissage, de quelque façon qu'il s'exécute, l'opérateur pourra acquérir de précieuses données sur la dureté de son échantillon, la diversité d'éclat des minéraux qu'il contient, enfin sur la présence de certains éléments, tels que le fer oxydulé, la pyrite et en général tous les minerais métalliques qui, même réduits au dernier degré de minceur, restent complètement opaques sous le microscope.

MICROSCOPE

SES QUALITÉS ET SON EMPLOI

La description des divers organes d'un microscope se trouve dans tous les traités de physique; nous ne nous y arrêterons donc pas; nous ferons seulement les remarques suivantes.

Un bon microscope doit être exempt d'aberration de sphéricité, d'aberration de réfrangibilité et posséder un pouvoir éclairant intense.

On reconnaîtra qu'il possède la première propriété : 1° lorsque les images ne seront point déformées et qu'un des traits du micromètre objectif pourra être superposé à l'une des divisions d'un micromètre oculaire [1]; 2° quand on apercevra distinctement à la fois tous les points de la préparation compris dans le champ de la vision; 3° lorsque l'instrument fera voir successivement et isolément les différents plans compris dans l'épaisseur de la préparation. Néanmoins dans les études pétrographiques, lorsqu'il s'agit de la première exploration d'une plaque mince, il est essentiel d'avoir un champ très étendu et alors on peut accepter une légère aberration de sphéricité au pourtour du champ, en agrandissant l'ouverture des diaphragmes de l'oculaire.

Le microscope sera exempt d'erreur de réfrangibilité, quand les images ne seront point entourées de bandes irisées.

1. On nomme micromètre une série de divisions rectilignes, espacées de fractions de millimètre, généralement de centièmes de millimètres, et tracées sur du verre. Le *micromètre* dit *oculaire* est disposé sensiblement au foyer de la lentille supérieure de l'oculaire; le *micromètre objectif* se place sur le porte-objet.

Il est convenable que la platine du microscope soit pourvue de deux mouvements rectangulaires, de manière à pouvoir amener facilement au centre du champ tel point de la préparation que l'on voudra. La platine doit en outre être munie de deux index, mobiles le long de deux petites règles graduées fixes; deux guides en équerre maintiendront la préparation fixe sur la platine mobile, de telle façon qu'on pourra repérer tel ou tel point de la préparation et le retrouver facilement. Rotation et centrage du porte-objets.

Le porte-objets tout entier doit reposer sur un disque circulaire parfaitement centré, susceptible d'un mouvement de rotation, et dont le bord portera un vernier mobile, en face d'un limbe fixe, gradué circulairement. L'importance de ce disque à mouvement circulaire est telle que sa construction est devenue, dans ces derniers temps, une des préoccupations principales des fabricants de microscopes. Pour réaliser le centrage, aussi exact que possible, de la plaque rotative, plusieurs méthodes ont été proposées. La plus simple, mise en œuvre pour la première fois, il y a plus de trente ans, par Oberhauser à l'instigation de Sénarmont, consiste dans l'emploi d'une platine circulaire graduée, dont le centrage est obtenu mécaniquement pour un objectif et un oculaire déterminés, et pour une position constante du cylindre du microscope.

On peut adapter une platine tournante de ce genre à un microscope quelconque qui en était d'abord dépourvu. M. Vérick, constructeur de microscopes, fournit des platines de ce genre dans lesquelles le centrage est excellent avec l'objectif n° 2 et l'oculaire n° 1 de ce fabricant. Le centrage y est encore passable et suffisant pour la plupart des observations, quand on substitue d'autres jeux de lentilles à ceux-ci.

Cependant les constructeurs ont entrepris d'obtenir un centrage qui se maintînt, ou qui fût au moins facile à obtenir avec un système quelconque d'objectif et d'oculaire. Le professeur Rosenbusch a fait construire par M. Fuess, de Berlin, un microscope dans lequel le centrage, établi primitivement pour un jeu de lentilles, est obtenu pour tous les autres au moyen d'un gauchissage plus ou moins prononcé, que l'on fait subir au tube du microscope à l'aide de vis de pression. Ces vis appuient dans différents

sens contre la partie libre du tube du microscope; avec des tâtonnements, on ramène ainsi l'image d'un point de la préparation à se maintenir au centre des fils croisés de l'oculaire.

Dans certains microscopes anglais, qui ont figuré à l'exposition de Kensington, la platine rotative peut être déplacée horizontalement sur le porte-objets, à l'aide de vis de rappel qui lui impriment deux mouvements rectangulaires; on l'amène ainsi, par tâtonnements, dans une position telle que son centre corresponde dans chaque cas à l'axe de vision du microscope.

Cette disposition avait du reste été adoptée, depuis longtemps déjà, par M. Hartnack et même par son prédécesseur Oberhauser. Il est évident que, dans les microscopes installés d'après ce procédé, il faut faire des essais pénibles pour rétablir le centrage, chaque fois que l'on veut changer les lentilles de l'instrument.

Le microscope construit par M. Nachet n'a plus cet inconvénient; le centrage, une fois réalisé avec un jeu de lentilles déterminé, persiste, quels que soient l'objectif et l'oculaire employés; dans cet instrument (fig. 1), les deux nicols restent fixes, ainsi que l'oculaire et les fils croisés qu'il renferme; l'objectif et la platine rotative sont entraînés dans un mouvement de rotation commun; la légère déviation, produite par les nicols, est corrigée à l'aide d'une double lame de crown en forme de prisme à angle très aigu; par conséquent, dès qu'une partie de la préparation est vue au point de croisement des fils de l'oculaire, elle ne peut plus s'en écarter sensiblement quand on fait tourner la platine rotative. Dans l'instrument ainsi construit, si le centrage devient légèrement imparfait par une cause quelconque, on a néanmoins l'avantage que le défaut n'augmente pas avec la puissance du grossissement mis en usage.

Mesure des grossissements.

La mesure des grossissements se fait de la manière suivante : on place sur le porte-objet un micromètre objectif; on met au point, et, par une vision indépendante de l'œil droit par rapport à l'œil gauche, on fait coïncider l'image vue dans le microscope avec une règle divisée en millimètres et posée sur un support, à côté de l'instrument, à la distance de la vision distincte.

Pour avoir la dimension réelle d'un objet vu au microscope, on se sert de la chambre claire : on dessine l'objet, puis on substitue à la préparation sous le microscope un micromètre objectif, et on s'arrange de telle façon que l'image des divisions vienne recouvrir le dessin qu'on vient d'exécuter et qu'on a eu le soin de ne point avancer ni reculer. On peut se servir plus avantageusement encore du micromètre oculaire, après avoir comparé ses divisions à celles du micromètre objectif.

Cette figure montre les parties ou dispositions suivantes de l'appareil :

1° A. Potence soutenant l'objectif et entraînant la platine rotative du porte-objets.

2° B. Bras fixé à la partie immobile de l'instrument et portant à sa partie supérieure un anneau dans lequel glisse un long tube cylindrique, renfermant en bas le nicol analyseur et en haut l'oculaire avec ses fils croisés.

3° Mécanisme pour le changement rapide des objectifs (modèle Thury supprimant le pas de vis).

4° Dispositions mécaniques servant à déplacer l'objet dans le champ de la vision, et divisions perpendiculaires entre elles, qui permettent, à l'aide de ces mouvements, de repérer un point intéressant de la préparation pour le retrouver immédiatement; l'une de ces divisions fait saillie en avant du bord antérieur de la platine, l'autre est située à l'arrière.

5° Division circulaire et vernier servant à déterminer les directions des places d'extinction.

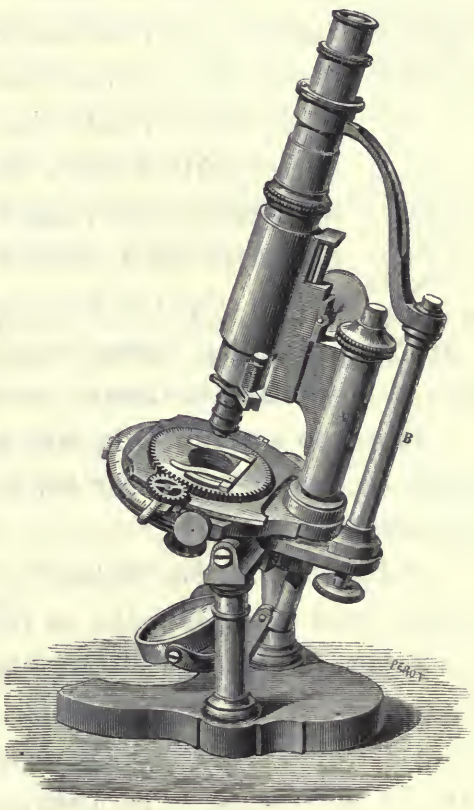


Fig. 1

Mesure des angles plans.

Pour mesurer les angles plans au microscope, on emploie un oculaire portant deux fils croisés; on dispose la préparation sur le porte-objets mobile; on manœuvre cette préparation de manière à amener le sommet de l'angle à mesurer en contact avec le centre du réticule, et l'un des côtés en

coïncidence avec l'un des fils; on note la division du limbe où s'arrête le zéro du vernier; on fait coïncider le même fil avec l'autre côté de l'angle au moyen d'une rotation du porte-objets; enfin on note la nouvelle division où s'arrête le zéro du vernier : la différence des deux lectures donne l'angle cherché.

Leeson a construit un goniomètre fondé sur les propriétés biréfringentes du spath d'Islande. On sait qu'en examinant une droite à travers un rhomboèdre de spath, on en aperçoit deux images fournies, l'une par le rayon ordinaire, et l'autre par le rayon extraordinaire[1]. Supposons un rhomboèdre de spath adapté à l'oculaire d'un microscope, pouvant tourner sur lui-même et muni d'un index courant sur un limbe fixe, divisé en degrés; un cristal vu à travers ce spath donnera deux images. Faisons tourner le spath de façon que les deux images d'un même côté de l'angle à mesurer coïncident (fig. 2); notons la division du limbe; tournons le spath jusqu'à ce que les deux images de l'autre côté de l'angle coïncident à leur tour. Notons encore la division du limbe; retranchons ces deux mesures l'une de l'autre : nous aurons la valeur de l'angle cherché.

Fig. 2.

Mesure des angles dièdres.

Quand on a affaire à de très petits cristaux à faces nettes, isolés et maniables, on peut mesurer leurs angles dièdres par une des méthodes suivantes.

1° Méthode de M. Em. Bertrand[2]. — On colle le cristal à mesurer sur une des faces d'un petit cube en verre; on amène une des arêtes du cube à coïncider avec un des fils du réticule, le porte-objet rotatif du microscope étant au 0° de son vernier. Devant le microscope se trouve un écran à fente étroite située dans le plan vertical passant par le 0° et par l'axe du microscope, et permettant à la lumière de tomber sur le cristal sous des incidences variables de 0° à 70°; un miroir horizontal placé au pied du petit cube double l'amplitude possible de ces incidences.

Au moyen des vis à mouvements rectangulaires de la platine, on amène

1. Voir page 32.

2. *Comptes rendus,* 17 décembre 1877. *Soc. minéral.,* bulletin n° 2, page 22.

le petit cristal au centre du microscope; puis on tourne le porte-objets jusqu'à ce que l'image de la fente lumineuse se réfléchisse sur une des faces de l'angle dièdre à mesurer; il est évident qu'à ce moment la trace de la face réfléchissante sur un plan horizontal est perpendiculaire au plan contenant les rayons lumineux, c'est-à-dire parallèle à l'un des fils du réticule; l'angle dont on a tourné est donc l'angle que fait cette trace horizontale avec l'arête du cube.

Pour rendre l'appareil plus sensible, on introduit dans l'oculaire un prisme de flint contenant à son centre une lamelle mince verticale de crown, collée au baume de Canada. L'indice de réfraction du flint étant supérieur, et celui du crown inférieur à l'indice du baume de Canada, la lamelle de crown, comprise dans le plan vertical passant par le centre du microscope et le 0° du vernier, ne s'éclaire que lorsqu'il y a coïncidence exacte des rayons réfléchis par le cristal et du plan d'incidence.

Soient $a\,b\,c$, $\alpha\,\beta\,\gamma$, les angles des traces horizontales de chacun des plans du dièdre à mesurer avec trois arêtes du cube concourant au même sommet. En considérant la sphère de rayon égal à l'unité, ayant son centre à ce sommet, on a :

$$\operatorname{tg} a = \operatorname{cotg} b \operatorname{cotg} c,$$
$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{cotg} \beta \operatorname{cotg} \gamma,$$

de telle sorte qu'il suffit de connaître deux des angles $a\,b\,c$, $\alpha\,\beta\,\gamma$, et de répéter les mesures directes en posant le cube seulement sur deux de ses faces.

L'angle dièdre cherché x aura pour valeur :

$$\sin \frac{1}{2} x = \frac{\cos \frac{1}{2}(\varphi + \psi)}{\cos \omega}$$

et les angles auxiliaires φ, ψ, ω, seront donnés par les équations :

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\operatorname{tg} a}{\cos b} \quad \operatorname{tg} \psi = \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\cos \beta}.$$

$$\operatorname{tg} \omega = \frac{\sin \frac{1}{2}(b + \beta)}{\cos \frac{1}{2}(\varphi + \psi)} \sqrt{\sin \varphi \sin \psi}.$$

2° Méthode de M. Gustave Wertheim, modifiée par M. Thoulet[1]. — Elle s'ap-

1. *Soc. minéral.*, bulletin n° 4, page 68.

puie sur ce fait que, si dans un tétraèdre on connaît les longueurs des six arêtes, on peut obtenir les angles des faces entourant un même sommet et, par suite, résoudre le triangle sphérique dont les côtés sont respectivement les angles des faces du tétraèdre, et dont les angles sont les angles dièdres des arêtes du même tétraèdre.

Étant donné un cristal microscopique, on choisit quatre points remarquables, deux sur l'arête, et les deux autres dans les plans dont il s'agit de mesurer l'angle. Au moyen de la vis à mouvement lent, graduée à cet effet, et d'un fort objectif, on met au point chacun de ces sommets successivement, et l'on mesure le déplacement vertical du microscope correspondant à chaque mise au point.

Sans remuer la préparation, on dessine le cristal à la chambre claire, en piquant sur le papier la position de chacun des quatre sommets; puis on remplace la préparation par un micromètre objectif qui donne avec précision l'échelle du dessin précédent.

Chacun des côtés du tétraèdre est ainsi déterminé par sa projection horizontale, donnée en vraie grandeur par le dessin, et par la différence de la hauteur verticale de ses deux extrémités, fournie par la différence des lectures faites sur la tête de vis divisée, au moment de la mise au point successive de ces deux extrémités.

Les deux procédés décrits ci-dessus peuvent encore s'appliquer à des cristaux d'environ $\frac{1}{100}$ de millimètre; ils fournissent des résultats exacts à moins de 1° près. Mais ils ne sont pas applicables aux cristaux engagés dans les plaques minces.

PROPRIÉTÉS OPTIQUES DES MINÉRAUX

Théorie des vibrations.

On admet en physique que l'espace tout entier est occupé par l'éther, fluide hypothétique, impondérable et assez subtil pour remplir tous les corps; c'est par l'intermédiaire de ce milieu que se propagent les vibrations lumineuses.

Les vibrations lumineuses présentent une grande analogie avec les vibrations sonores; mais, tandis que ces dernières s'effectuent longitudinalement dans le sens de la propagation, le mouvement vibratoire lumineux se fait transversalement. Lorsqu'on a de la lumière naturelle, les vibrations sont très irrégulières, et, tout en restant dans le même plan perpendiculaire au rayon lumineux, elles varient de direction, de vitesse et d'intensité; au contraire, la lumière polarisée est caractérisée par la régularité des mouvements vibratoires.

Lumière polarisée rectiligne.

Lorsque la molécule d'éther vibre toujours dans la même direction, la lumière est dite polarisée rectilignement. Dans le cas de la polarisation rectiligne, on donne le nom de *plan de polarisation* à un plan perpendiculaire à la direction des vibrations lumineuses. Le mouvement rectiligne d'une molécule d'éther n'est pas uniforme; cette molécule peut être considérée comme suivant, dans son mouvement, les lois du pendule, dont les formules lui sont applicables.

La coloration d'une lumière dépend de la durée des vibrations, tandis que l'intensité dépend de leur amplitude.

On appelle *longueur d'onde*, dans un milieu déterminé et pour un rayon

de couleur donnée, l'espace que la lumière parcourt dans ce milieu, pendant une vibration du rayon en question.

Il y a plusieurs façons de transformer la lumière naturelle en lumière polarisée : par réflexion, par réfraction simple, par double réfraction.

Pour polariser la lumière par double réfraction, une des substances employées le plus souvent est le spath d'Islande. Dans le rhomboèdre de spath, comme dans tout cristal appartenant au système quadratique ou au système hexagonal, on distingue une direction autour de laquelle le minéral est symétrique sous le rapport cristallographique ; cette direction a reçu le nom d'*axe principal*, et on appelle *section principale* un plan parallèle à la fois à la direction de l'axe principal et à celle du rayon incident. Quand un rayon de lumière pénètre dans un spath suivant le sens de l'axe principal, il reste simple, n'est point polarisé et se comporte à la sortie comme s'il avait traversé une substance vitreuse ; mais si un rayon traverse le spath dans toute direction autre que celle-ci, il se divise en deux rayons, l'un qui suit la loi de Descartes et que l'on nomme *rayon ordinaire*, l'autre qui ne la suit pas et que l'on appelle *rayon extraordinaire*. Le rayon ordinaire est polarisé dans le plan de la section principale ; le rayon extraordinaire est polarisé perpendiculairement à ce plan.

Dans les cristaux des trois derniers systèmes, il existe deux directions suivant lesquelles le rayon incident ne se bifurque pas ; dans toute autre direction, un rayon incident, traversant un de ces cristaux, se divise en deux rayons polarisés perpendiculairement l'un à l'autre, et que l'on appelle encore rayon ordinaire et rayon extraordinaire, bien qu'ils ne suivent ni l'un ni l'autre la loi de Descartes.

Certains minéraux, tels que la tourmaline, l'épidote, la hornblende, lorsqu'ils sont suffisamment épais, jouissent de la propriété d'absorber l'un des deux rayons. En conséquence, ils fournissent encore de la lumière polarisée, mais, à la sortie, ne donnent qu'un rayon. La tourmaline, qui, parmi ces substances, est la plus employée, absorbe le rayon ordinaire et, par suite, ne fournit qu'un rayon extraordinaire.

On reconnaît la lumière polarisée en ce qu'elle ne peut se réfléchir

dans certaines directions, en ce qu'elle n'éprouve point la réfraction simple dans tous les sens, enfin à cette propriété qu'après avoir traversé un spath suivant certaines directions, elle ne fournit à la sortie qu'un seul rayon. On distingue encore qu'un rayon est polarisé, lorsqu'on peut l'éteindre en lui faisant traverser une lame de tourmaline orientée suivant une direction déterminée.

Substances isotropes et anisotropes.

La propriété que possèdent les cristaux autres que ceux du système cubique de donner de la lumière polarisée tient à ce que ces cristaux ne sont point homogènes et que l'élasticité de l'éther n'y est pas la même dans tous les sens. Il en résulte que les vitesses de propagation de la lumière sont inégales dans les différentes directions.

Les corps appartenant au système cubique et les corps homogènes, tels que le verre, sont dits *isotropes;* les autres sont *anisotropes.*

Axes d'élasticité.

Fresnel, en s'appuyant sur des considérations théoriques, vérifiées par l'expérience, a déduit tous les phénomènes optiques présentés par les milieux cristallisés, de la considération d'un ellipsoïde (E) à trois axes généralement inégaux, qu'il a nommés *axes d'élasticité optique.* Dans ce qui va suivre, nous appellerons α *l'axe de plus grande élasticité,* β *l'axe de moyenne élasticité,* γ *l'axe de plus petite élasticité.*

Ils sont perpendiculaires entre eux. Au cas où deux de ces axes deviendraient égaux l'un à l'autre, on aurait un ellipsoïde de révolution et même une sphère, si les trois axes devenaient égaux entre eux, ce qui est le cas pour toutes les substances isotropes.

Une section de cet ellipsoïde (E) par un plan donne une ellipse. Si l'on imagine un rayon quelconque, polarisé ou non, arrivant dans la direction de la normale au plan de cette ellipse, il se décompose en deux rayons polarisés dont les vibrations se font dans deux directions perpendiculaires entre elles, suivant les deux axes de l'ellipse. Si le rayon incident est formé par de la lumière naturelle, les deux rayons qui en proviennent sont d'égale intensité ; s'il est polarisé, il se divise dans les deux directions en question, suivant la loi du parallélogramme des forces. Les vitesses de propagation de chacun de ces deux rayons sont respecti-

vement représentées par l'inverse de la longueur des deux axes de l'ellipse dont le plan passe par le centre de l'ellipsoïde, normalement au rayon incident.

Ellipsoïdes (F) et (E).

Pour la définition exacte de l'ellipsoïde auquel nous venons de faire allusion, nous renvoyons aux traités d'optique et particulièrement aux leçons d'optique physique de Verdet. Cependant nous croyons devoir rappeler très brièvement les déductions logiques qui ont amené Fresnel au théorème fondamental de la théorie de la double réfraction.

Si l'on déplace une molécule M d'éther de sa position O d'équilibre, il se développe une force élastique OF, qui, dans le cas le plus général, ne coïncide pas avec la direction OM. Si le point M décrit une sphère, le point F décrira un ellipsoïde qu'on appelle *ellipsoïde* (F) *des forces élastiques*.

Les trois axes de l'ellipsoïde (F) sont tels que tout déplacement OM suivant leur direction correspond à une force élastique de même direction. Soient a, b, c les forces élastiques développées suivant ces axes par un déplacement pris pour unité; l'ellipsoïde (F) aura pour équation :

$$\text{(F)} \qquad \frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1 ;$$

considérons maintenant l'ellipsoïde (E) dit *inverse des élasticités*, qui a pour équation :

$$\text{(E)} \qquad ax^2 + by^2 + cz^2 = 1 ;$$

ses axes sont les *axes principaux d'élasticité* et coïncident en direction avec ceux de l'ellipsoïde (F).

Les notions qui précèdent donnent une idée nette de l'ellipsoïde (E) que nous aurons constamment à considérer, dans l'emploi du microscope polarisant à lumière parallèle. Ce qui va suivre, montre comment Fresnel a déduit de la considération des ellipsoïdes (F) et (E) la théorie de la double réfraction, et expliqué les directions de vibration des deux rayons, qui résultent de la bifurcation d'un rayon simple pénétrant dans un cristal.

Des données précédentes on déduit rigoureusement le théorème qui suit:

Parmi tous les déplacements moléculaires qui peuvent s'exécuter dans un même plan, il n'y en a généralement que deux qui donnent naissance à une force élastique dont la projection sur ce plan soit parallèle au déplacement; les directions de ces déplacements sont rectangulaires et parallèles aux axes de la section elliptique, qu'on détermine en menant par le centre de l'ellipsoïde (E) *un plan parallèle à celui dans lequel ont lieu les déplacements.*

Pour appliquer ces divers théorèmes à la propagation d'une onde lumineuse, Fresnel a posé quelques postulata. Ils impliquent l'hypothèse que, dans les cristaux les plus

anisotropes, l'élasticité de l'éther est très peu différente dans les diverses directions. C'est le cas en effet; car la différence entre le plus petit et le plus grand indice de réfraction d'une même substance est toujours minime. En partant de ces nouvelles données, on arrive aux conclusions suivantes :

Pour que dans un milieu homogène une onde plane puisse se propager sans altération, c'est-à-dire en conservant sa direction et celle de ses vibrations, il faut et il suffit que les déplacements des molécules sur cette onde aient lieu suivant les axes de l'ellipse qu'elle découpe dans l'ellipsoïde (E). Cette condition réalise d'ailleurs le maximum de symétrie possible entre le plan de l'onde, la direction de vibration et l'élasticité du milieu.

Si, sur l'onde plane, le déplacement a une direction quelconque, il se décomposera en deux vibrations rectilignes, parallèles aux deux axes de la section elliptique, et perpendiculaires entre elles. Ces deux vibrations constitueront deux systèmes d'ondes, qui ne chemineront pas avec la même vitesse, mais bien en raison inverse de la longueur des axes de la section elliptique.

Telle est la loi fondamentale de la double réfraction, découverte par Fresnel et suffisamment confirmée par l'expérience; on peut la formuler ainsi qu'il suit :

A une même direction de propagation normale correspondent deux systèmes d'ondes planes, sur lesquelles les vibrations s'effectuent parallèlement aux axes de la section elliptique, déterminée dans l'ellipsoïde (E) par un plan passant par son centre et perpendiculaire à cette direction, et dont les vitesses de propagation normale sont inversement proportionnelles aux longueurs des axes.

Dans l'emploi du microscope polarisant à lumière parallèle, lorsque le cristal est coupé par la plaque mince, le théorème précédent s'applique rigoureusement. Il s'applique encore approximativement aux microlithes noyés dans une substance isotrope, coupée par la plaque mince; car, en pénétrant dans cette substance isotrope, le rayon incident a une direction de propagation normale; et il la conserve très sensiblement en passant de ce milieu déjà réfringent dans le cristal lui-même, dont la réfringence est voisine.

Axes optiques.

Dans un ellipsoïde, on peut toujours inscrire deux cercles passant par son centre et par l'axe moyen. Ils sont disposés symétriquement par rapport aux plans qui contiennent le plus grand ou le plus petit axe et l'axe moyen.

Les deux normales OA, OB (fig. 3) à l'un et à l'autre de ces cercles, dans l'ellipsoïde (E), sont les axes optiques du cristal; ils sont compris

dans le plan des deux axes de plus grande et de plus petite élasticité; par suite, on voit que le plan des axes optiques est perpendiculaire à l'axe de moyenne élasticité et que les deux autres axes d'élasticité sont bissecteurs des angles formés par les axes optiques.

Si l'on suppose que les deux sections circulaires de l'ellipsoïde se rapprochent l'une de l'autre jusqu'à se confondre, les normales se rapprochent également et à la limite ne constituent plus qu'une seule droite, qui est l'axe optique unique du cristal.

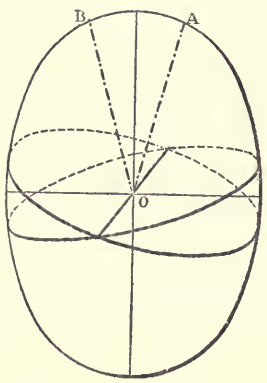


Fig. 3.

Les cristaux du système quadratique et du système rhomboédrique présentent cette particularité et pour cette raison sont appelés *cristaux à un axe*, par opposition aux cristaux des trois derniers systèmes, que l'on nomme *cristaux à deux axes*.

L'axe d'élasticité compris dans l'angle aigu formé par les deux axes optiques est appelé *bissectrice* (*b*); l'axe compris dans l'angle obtus est la *normale optique* (*n*).

L'angle des axes optiques (2V) n'est pas le même pour tous les cristaux, et la bissectrice est tantôt l'axe de plus grande, tantôt l'axe de plus petite élasticité. En outre, cet angle varie avec la couleur des rayons; l'ordre des couleurs, en partant du rouge par exemple (*dispersion*), va tantôt de dedans en dehors de l'angle et tantôt de dehors en dedans; pour un même corps, l'angle 2V varie suivant la composition; enfin, dans une même espèce, et sans que rien soit modifié d'ailleurs, il change plus ou moins avec la température. Cette variation des axes optiques est simplement une conséquence de ce fait, que la grandeur relative des trois axes d'élasticité et souvent leurs positions sont susceptibles de varier, dans une même espèce cristalline, avec la nature des éléments isomorphes qui entrent dans la composition de la substance, avec la température de celle-ci et aussi avec la couleur de la lumière incidente.

RELATION DE POSITION

ENTRE LES AXES CRISTALLOGRAPHIQUES, LES AXES D'ÉLASTICITÉ ET LES AXES OPTIQUES DANS LES DIVERS SYSTÈMES CRISTALLINS

1° Dans le *système cubique*, l'ellipsoïde d'élasticité est une sphère ; par suite, toutes les directions peuvent être considérées comme des axes cristallographiques, d'élasticité et optiques.

2° Les *systèmes quadratique et hexagonal* sont doués d'un axe principal de symétrie ; par suite de cette symétrie, l'ellipsoïde d'élasticité est de révolution autour de cet axe, qui joue le rôle d'axe optique unique, et qui, en même temps, est un axe d'élasticité.

Les autres sont situés dans un plan perpendiculaire, qui coïncide avec une section circulaire de l'ellipsoïde d'élasticité ; ils sont donc égaux entre eux et peuvent d'ailleurs être pris arbitrairement dans une direction quelconque de ce plan. Dans les systèmes quadratique et hexagonal, il ne peut y avoir dispersion ni des axes d'élasticité ni de l'axe optique.

3° Le *système orthorhombique* (prisme droit à base rhombe) possède trois plans de symétrie p, g^1, h^1, et est doué d'un ellipsoïde d'élasticité à trois axes inégaux, qui se confondent en direction avec les axes cristallographiques.

Il en résulte que les axes optiques sont contenus dans le plan de deux des axes cristallographiques, coïncidant avec les axes de plus grande et de plus petite élasticité. Il ne peut y avoir dispersion pour les axes d'élasticité,

qui sont invariablement liés à trois directions constantes ; mais les grandeurs relatives des axes d'élasticité étant susceptibles de varier, les axes optiques peuvent subir une dispersion dans le plan également invariable qui les contient nécessairement.

4° Dans le *système monoclinique* (prisme oblique à base rhombe), il n'existe plus qu'un plan de symétrie g^1, perpendiculaire à un des axes cristallographiques, l'orthodiagonale. Cette orthodiagonale coïncide avec un des axes d'élasticité, et il en résulte que le plan g^1 contient les deux autres axes cristallographiques et les deux autres axes d'élasticité ; mais ces axes ne coïncident plus respectivement entre eux et sont disposés d'une façon quelconque dans ce plan.

A) Tantôt le plan g^1 contient les axes de plus grande et de plus petite élasticité, et par suite les axes optiques ; alors l'orthodiagonale coïncide avec l'axe d'élasticité moyenne.

B) Tantôt le plan des axes optiques est perpendiculaire au plan g^1, et alors il n'est plus astreint qu'à passer par l'orthodiagonale, qui coïncide avec l'axe de plus grande ou de plus petite élasticité.

La dispersion des axes optiques et des axes d'élasticité est susceptible de modes variables, suivant ces différents cas, puisqu'un seul axe d'élasticité coïncide avec une direction invariable, qui est celle de l'orthodiagonale.

5° Dans le *système triclinique* (prisme doublement oblique), il n'y a plus aucune relation de position entre les axes cristallographiques, d'une part, les axes optiques et d'élasticité, de l'autre.

Ces diverses propriétés servent à déterminer le système cristallin des minéraux taillés en plaque mince ; car le microscope polarisant à lumière parallèle permet de trouver la position des axes principaux de l'ellipse, suivant laquelle le plan de la lame mince coupe l'ellipsoïde (E) de la substance considérée.

Avant de décrire les procédés très simples qui permettent d'arriver à cette détermination, nous entrerons dans quelques détails au sujet des appareils de polarisation qu'il convient d'employer.

APPAREILS EMPLOYÉS COMME POLARISEURS ET ANALYSEURS.

NICOLS.

Divers appareils sont employés comme polariseurs et comme analyseurs. L'emploi du spath d'Islande est surtout avantageux, parce que cette substance polarise très bien la lumière et qu'elle est complètement transparente; cependant, pour le but que nous nous proposons, le spath ne peut servir avantageusement qu'à la condition de ne fournir qu'un seul rayon, afin d'éviter la confusion produite par le dédoublement des images. On arrive à ce résultat de plusieurs manières : on peut, par exemple, disposer sur la surface d'un spath une lame métallique percée d'un petit trou, pratiqué en un point tel que l'un des deux rayons soit toujours intercepté par la partie pleine de la plaque, tandis que l'autre passe par le trou. Un spath installé de cette façon est employé avec avantage comme analyseur, mais la disposition la plus commode est celle qui est réalisée dans l'appareil appelé *nicol,* du nom de son inventeur. Spath.

Cet appareil est d'un usage si fréquent et rend de tels services pour les études dont nous nous occupons, que nous croyons devoir insister ici sur les particularités de sa construction et sur les améliorations qu'il a subies. Nous décrirons donc le nicol construit suivant la méthode de son inventeur, et le nicol perfectionné de M. Prazmowski. Nicols.

La disposition employée dans le nicol repose sur ce fait, que certaines substances résineuses ou oléagineuses, agglutinantes, ont un indice de réfraction compris entre l'indice du rayon ordinaire et l'indice minimum du rayon extraordinaire du spath; il résulte de là qu'un rayon ordinaire, tombant sous un angle convenable, à la sortie d'un spath, sur une couche de l'une de ces substances, y subit la réflexion totale, tandis qu'un rayon extraordinaire, pénétrant suivant la même direction, continue sa marche. On sépare donc ainsi les deux rayons : le rayon ordinaire est absorbé par une surface noire placée sur son trajet après la réflexion totale, et le rayon extraordinaire émerge seul de l'instrument. Voyons maintenant comment le principe en question se trouve réalisé dans la pratique, et, dans ce but, rappelons d'abord quelques-unes des propriétés cristallographiques du spath.

Le spath d'Islande cristallise sous la forme d'un rhomboèdre dont les angles dièdres aboutissant aux deux sommets O et O′ (fig. 4) sont respectivement égaux à 105° 5′. Si l'on suppose toutes les arêtes égales entre elles, la direction de la ligne joignant O O′ est celle de l'axe principal du cristal. Admettons que M A O E soit la face d'entrée des Nicol proprement dit.

rayons lumineux; nous nommerons *section principale* du cristal un plan normal à cette face et passant par l'axe principal : ce plan sera M O M'O', qui comprend l'arête O M' et la petite diagonale M O du losange M A O E.

Considérons à part cette section principale et représentons-la vue de face (fig. 5); l'angle M O M' sera égal à 109° 4'. Pour obtenir un nicol construit suivant la méthode primitive, on pratique par le point O une coupe du spath, perpendiculaire à la section principale et faisant avec O M un angle de 87°. Soit O C la trace de cette coupe sur le plan de la section principale. La coupe étant ainsi effectuée, on colle les deux moitiés obtenues à l'aide d'une couche mince de baume de Canada, sans les déplacer de leur orientation primitive. Un rayon incident quelconque pénètre dans le

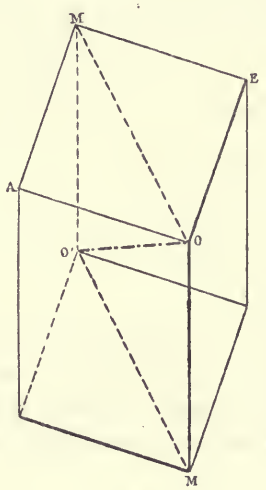


Fig. 4.

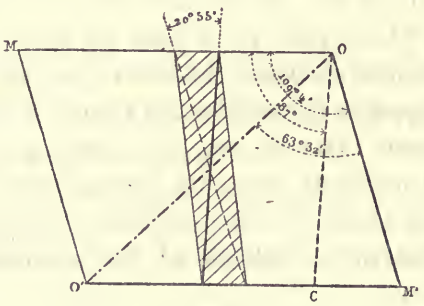


Fig. 5.

cristal et s'y divise en deux rayons, l'un ordinaire, l'autre extraordinaire. Ces deux rayons arrivent l'un et l'autre jusqu'à la couche de baume de Canada. L'indice i_o du rayon ordinaire dans le spath est constant et égal à 1,658; l'indice du baume de Canada i_K est égal à 1,549; enfin, l'indice du rayon extraordinaire est variable, mais pour un rayon traversant le cristal dans une direction perpendiculaire à l'axe principal, cet indice i_e est égal à 1,483. Cette dernière valeur est un minimum; dans toutes les autres directions, l'indice est plus grand, et sa valeur atteint le nombre 1,658 (valeur de l'indice i_o du rayon ordinaire), lorsque la direction des rayons lumineux est celle de l'axe principal. On sait en effet que, dans ce cas, le rayon ordinaire et le rayon extraordinaire se confondent.

Le rayon ordinaire, possédant un indice supérieur à celui du baume, subit la réflexion totale, lorsqu'il rencontre la couche de baume sous un angle tel que son sinus est égal à $\frac{i_K}{i_o}$; cet angle limite est de 69° 5'. Tout rayon rencontrant cette couche sous un angle

plus grand, est réfléchi totalement vers la partie latérale du prisme où il est, ainsi que nous l'avons dit, absorbé par une couche de couleur noire. Il suffit donc, pour empêcher le rayon ordinaire de traverser le nicol, de donner à celui-ci une longueur suffisante par rapport à son diamètre, de manière à limiter convenablement le faisceau incident. La largeur de ce faisceau, pour qu'il puisse ressortir intégralement du prisme, doit en effet être telle qu'en arrivant sur la face de jonction, il possède au plus une ouverture angulaire égale à 20° 55′. Un nicol remplissant ces conditions a une longueur égale à 3,7 (son petit diamètre étant pris pour unité).

La valeur minima de l'indice du rayon extraordinaire est inférieure à celle de l'indice du baume de Canada; aussi les rayons extraordinaires, traversant le cristal dans des directions peu différentes de la perpendiculaire à l'axe principal, ne subiraient-ils aucune réflexion totale. Mais il n'en est pas de même pour des rayons pénétrant dans le cristal suivant des directions peu différentes de celle de l'axe principal. C'est pourquoi, le nicol étant construit comme nous l'avons dit, il arrive que les rayons incidents extraordinaires, tombant très obliquement par rapport à la surface de séparation du cristal et du baume, peuvent posséder un indice supérieur à celui du baume et, par conséquent, subir le phénomène de la réflexion totale, quoique sous un angle bien plus petit que le rayon ordinaire. Ainsi le faisceau qui traverse la couche de baume est limité à gauche par la valeur de l'angle de réflexion totale du rayon ordinaire, et à droite par celle du rayon extraordinaire.

A la place du baume de Canada, il n'y a pas avantage à employer une matière agglutinante d'indice plus faible, telle que l'huile de lin ou l'huile de pavot. En effet, si le faisceau s'étend à gauche (fig. 5) par suite de la diminution de l'angle limite du rayon ordinaire, il se rétrécit à droite par suite de la diminution de l'angle limite pour le rayon extraordinaire; il conserve donc sensiblement la même ouverture et se trouve seulement un peu reporté vers la gauche.

Inconvénients du nicol proprement dit.

L'inconvénient de ce mode de construction des nicols est donc de donner un faisceau étroit et d'exiger une grande longueur de l'appareil relativement à sa largeur.

Un inconvénient plus grave encore résulte de l'obliquité des rayons incidents par rapport à la surface d'entrée du prisme; car une portion de ces rayons se réfléchit sur cette face, au lieu de pénétrer dans le cristal; et quant à la portion qui pénètre, au lieu de se propager régulièrement, elle est en partie irrégulièrement réfractée par suite des inégalités superficielles qu'entraîne le polissage, toujours défectueux, d'une substance molle comme le spath. Cet effet fâcheux est en outre singulièrement aggravé par la grande obliquité de la face d'entrée.

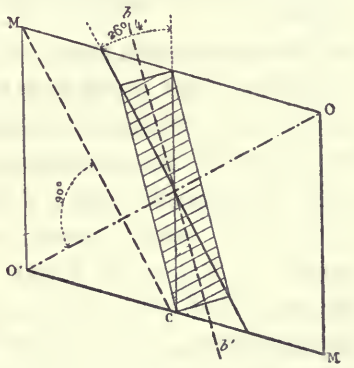


Fig. 6.

M. Prazmowski, adoptant une autre disposition, a coupé le spath en deux moitiés

dans une direction tout à fait différente de la précédente. La section est opérée (fig. 6) suivant une ligne MC, perpendiculaire à l'axe principal du cristal, et les deux moitiés sont ensuite recollées à l'aide d'une matière agglutinante dont l'indice est intermédiaire entre l'indice du rayon ordinaire et l'indice minimum du rayon extraordinaire. De même que précédemment, il existe un angle limite pour les rayons ordinaires ; tous les rayons ordinaires qui rencontrent la couche de matière agglutinante sous une obliquité plus grande subissent la réflexion totale et sont éteints par une couche noire déposée sur les faces latérales de l'appareil. La plupart des rayons extraordinaires ont un indice plus faible que la matière qui réunit les deux moitiés du spath ; ils traversent la couche de séparation et émergent à l'extérieur. La différence capitale entre ce mode de construction et le précédent provient de ce que les rayons extraordinaires, qui pénètrent dans le cristal, traversent celui-ci dans des directions très rapprochées de la perpendiculaire à l'axe principal, tandis que, dans l'autre cas, les mêmes rayons formaient un petit angle avec cet axe. Il en résulte que, dans la modification de Prazmowski, leur indice possède des valeurs peu différentes de la valeur minima, tandis que, dans la disposition ordinaire, ces valeurs se rapprochaient de la valeur maxima et pouvaient ainsi devenir supérieures à la valeur de l'indice de la matière agglutinante. On n'a donc plus à craindre la réflexion totale pour les rayons extraordinaires et le faisceau, limité à droite (fig. 6) par la valeur de l'angle limite pour le rayon ordinaire, n'est plus guère limité sur la gauche que par l'étendue de la surface de section.

Avantages de la méthode Prazmowski.

Il en résulte qu'au lieu d'employer le baume de Canada, on peut alors se servir avec avantage de l'huile de lin cuite, pour recoller les deux parties du nicol. En effet, l'indice de l'huile de lin étant égal à 1.485, le sinus de l'angle limite du rayon ordinaire est égal à $\frac{1.485}{1.658} = 0.896$, tandis qu'avec le baume de Canada il était égal à $\frac{1.549}{1.658} = 0.934$; on voit donc que l'angle limite est plus petit avec l'huile de lin qu'avec le baume et, par conséquent, que la réflexion totale commence pour des rayons faisant un angle plus grand avec la surface de séparation. Cet angle est de 26° 4′, tandis qu'il n'atteignait que 20° 55′ pour le baume. Quant au rayon extraordinaire, son indice se maintenant toujours sensiblement égal à 1.483, il ne subit point la réflexion totale, et le faisceau n'est limité vers la gauche que par la surface de jonction des deux moitiés du spath. Le faisceau de rayons incidents sur la face de jonction des deux moitiés du nicol peut donc avoir une ouverture de 26° 4′, tandis qu'avec le premier mode de construction, son ouverture d'angle n'était que de 20° 55′. Néanmoins, dans la pratique, on le prend un peu plus étroit, parce que les rayons extraordinaires violets ont un indice légèrement supérieur à l'indice moyen 1.483, et qu'ils peuvent subir la réflexion totale, alors que les rayons rouges et les rayons jaunes traverseraient intégralement le nicol. On aurait ainsi une bande colorée sur l'un des bords de l'image, et c'est pour l'éviter qu'on rétrécit un peu le faisceau. Toutefois, ce faisceau étant plus

large que précédemment, on comprend que le nicol ainsi construit doive avoir une longueur moindre par rapport à son diamètre.

Une autre disposition avantageuse consiste à prendre, pour faces d'entrée et de sortie, deux plans perpendiculaires à l'axe moyen du faisceau. L'appareil ainsi disposé réalise deux améliorations considérables; le champ est plus étendu et, en outre, les faces d'entrée et de sortie étant perpendiculaires à la direction moyenne suivie par les rayons lumineux, on évite ainsi les désavantages des réflexions et des réfractions irrégulières.

DÉTERMINATION

DES

DIRECTIONS D'EXTINCTION

D'UNE LAME MINCE CRISTALLINE A FACES PARALLÈLES

(AXES DE L'ELLIPSE DE SECTION DE L'ELLIPSOÏDE [E])

La détermination des directions d'extinction d'une lame mince se fait, comme nous l'avons dit précédemment, en observant celle-ci entre un polariseur et un analyseur, à l'aide d'un faisceau de lumière parallèle. Ce procédé est fondé sur les interférences des deux rayons fournis par le passage du faisceau lumineux à travers la lame mince. Avant de considérer la façon dont s'opère ce phénomène, étudions ce qui se passe lorsqu'on reçoit un rayon de lumière naturelle sur un polariseur et qu'on l'examine à travers un analyseur superposé à celui-ci. Nous supposerons désormais que nous prenons dans tous les cas des nicols comme polariseurs et comme analyseurs.

Action de deux nicols, l'un sur l'autre.

Le rayon de lumière incident produit, à la sortie du polariseur, un rayon extraordinaire, dont les vibrations s'effectuent dans le plan de la section principale de celui-ci. Si la section principale de l'analyseur est parallèle à celle du polariseur, le rayon extraordinaire tombant sur l'analyseur le traverse intégralement, puisqu'un nicol n'arrête jamais que les rayons ordinaires. Si les nicols ont leurs sections principales perpendiculaires entre elles, ou, en d'autres termes, s'ils sont croisés, le rayon extraordinaire sorti du polariseur effectue ses vibrations perpendiculai-

rement à la section principale de l'analyseur; en traversant ce dernier, il fonctionne donc comme rayon ordinaire; par conséquent, il subit la réflexion totale et disparaît. En résumé, aucune lumière n'émerge de l'analyseur et il y a obscurité complète.

Si les sections principales du polariseur et de l'analyseur font entre elles un angle différent de 0° et de 90°, le rayon sorti du polariseur, et tombant sur l'analyseur, s'y divise en deux rayons suivant la règle du parallélogramme des forces, et il ne sort de l'analyseur qu'un rayon extraordinaire dont l'intensité dépend de la position respective des deux sections. Ainsi donc, lorsque les sections principales des nicols sont parallèles, le faisceau émergent présente un maximum d'éclat; si elles sont perpendiculaires, il y a obscurité; si elles font un angle différent de 0° et de 90°, l'intensité de la lumière à la sortie est variable.

Interposition d'une lamelle mince cristalline entre deux nicols.

Imaginons maintenant que l'on interpose une lame mince d'une substance appartenant à l'un des cinq derniers systèmes cristallins, taillée à faces parallèles, mais dans une direction autre que la direction perpendiculaire aux axes optiques. Le rayon sorti du polariseur, en traversant cette lame, se décompose en deux rayons, l'un ordinaire, l'autre extraordinaire, qui franchissent la lame en des temps inégaux et qui possèdent des vitesses de vibration différentes. Les mouvements vibratoires des deux rayons, qui étaient à l'unisson à l'entrée de la lame, ne le sont plus à la sortie; il s'est établi entre eux une certaine différence de phase, et si ces vibrations s'effectuaient dans la même direction, il se produirait immédiatement des interférences : il y aurait maximum de lumière si la différence de phase des deux rayons correspondait à un nombre pair de demi-longueurs d'onde; il y aurait au contraire minimum si elle correspondait à un nombre impair. Mais un rayon ordinaire et un rayon extraordinaire, dont les vibrations s'effectuent dans des directions perpendiculaires, ne peuvent interférer, et c'est pour les ramener à vibrer dans la même direction et par suite pour rendre les interférences possibles, que l'emploi de l'analyseur est nécessaire. En effet, chacun des deux rayons dont il vient d'être question, traversant l'analyseur, y fournit un rayon ordinaire

et un rayon extraordinaire. Les deux rayons ordinaires ainsi produits subissent la réflexion totale et disparaissent; les deux rayons extraordinaires émergent au contraire, et comme ils présentent entre eux les mêmes différences de phases que les rayons qui les ont produits, il en résulte qu'ils interfèrent.

Polarisation chromatique.

La différence de phase ainsi produite n'est pas la même pour les rayons des diverses couleurs : il arrive que, pour des rayons d'une certaine couleur, la différence de phase est égale à un multiple impair de demi-longueurs d'onde, tandis que pour d'autres elle est égale à un nombre pair. Les rayons, dans le premier cas, sont détruits; dans le second, ils présentent au contraire un maximum d'éclat. Ainsi les rayons des diverses couleurs n'entrent plus dans la lumière émergente avec les mêmes proportions que dans la lumière blanche; le faisceau lumineux qui sort de l'analyseur est donc coloré; la lamelle cristalline observée se montre avec une teinte dont la nuance dépend de son épaisseur, de son orientation par rapport aux axes cristallographiques et de la nature de la substance à laquelle elle appartient. Cette teinte demeure sensiblement invariable, elle change seulement d'intensité, lorsqu'on maintient les nicols fixes et qu'on se contente de faire tourner la lamelle autour d'un axe parallèle à la direction des rayons lumineux qui traversent l'appareil.

Si les sections principales des nicols sont parallèles, il y a maximum d'éclat quand l'un des axes de l'ellipse de section de la lame mince[1] coïncide avec la direction des sections principales des nicols.

Si les deux nicols sont croisés, il y a au contraire obscurité quand la direction de l'un des axes de l'ellipse de section de la lame mince coïncide avec la section principale du polariseur ou avec celle de l'analyseur.

Nicols parallèles. Nicols croisés.

Il est facile d'expliquer ces deux faits. Supposons, par exemple, les nicols croisés et imaginons qu'il y ait coïncidence entre la direction de l'un des axes de l'ellipse de section de la lame mince et la section principale du polariseur; le rayon sorti du polariseur sera un rayon extraordinaire, qui

1. Il est entendu que, sous le nom d'ellipse de section d'une lame mince cristalline, nous désignons la section correspondante de l'ellipsoïde (E).

traversera la lame mince sans se dédoubler et en conservant la même direction de mouvement vibratoire ; lorsqu'il arrivera sur l'analyseur, ses vibrations s'effectueront donc perpendiculairement à la section principale de celui-ci ; il jouera par conséquent, en la traversant, le rôle d'un rayon ordinaire ; par suite, il sera réfléchi totalement et absorbé. Aucun rayon n'émergera, il y aura obscurité. On verrait, par des considérations analogues, que la proportion de lumière transmise est maxima, quand les sections principales des deux nicols sont parallèles.

Il suit de là que, lorsqu'on a croisé les nicols et que l'on connaît la direction de leurs sections principales, il est facile d'estimer la direction des deux axes de l'ellipse de section d'une lamelle cristalline appartenant à l'un des cinq derniers systèmes cristallins. Les directions de ces deux axes sont celles dans lesquelles se trouvent placées les sections principales des deux nicols, lorsque la lame mince paraît éteinte.

Pour un tour complet de rotation de la lame mince, les axes d'élasticité coïncident quatre fois avec les sections principales des deux nicols ; il y a donc quatre positions à angle droit, dans lesquelles la lame mince paraît obscure.

Entre les nicols parallèles, les phénomènes sont, pour ainsi dire, complémentaires de ceux que nous venons d'exposer dans le cas des nicols croisés, et pour la couleur et pour l'intensité : ainsi la plaque conserve entre les nicols parallèles une couleur complémentaire de la précédente, qui passe par le blanc et un maximum d'éclat, lorsque les axes de l'ellipse de la section coïncident avec la section principale des nicols ; le minimum a lieu, lorsque les axes sont à 45° de ce plan.

Nous allons traiter la question d'une façon un peu plus générale en la soumettant au calcul.

ÉTABLISSEMENT DE LA FORMULE

DISCUSSION

Nous supposons d'abord que nous avons affaire à de la lumière homogène.

Soit P P′ (fig. 7) la section principale du polariseur, EE′ la direction de l'un des deux axes de l'ellipse de section de la lame mince, AA′ la section principale de l'analyseur.

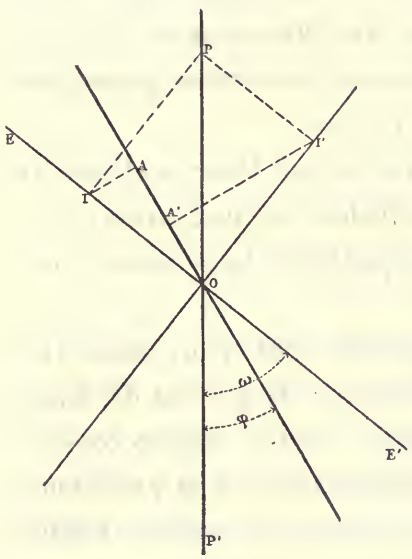


Fig. 7.

Appelons φ l'angle des deux sections principales de l'analyseur et du polariseur, et ω l'angle de l'un des axes de la lame mince avec la section principale du polariseur.

Soit OP l'amplitude du mouvement vibratoire du rayon extraordinaire, fourni par le polariseur. Ce rayon, en traversant la lame mince, s'y décompose, suivant la loi du parallélogramme des forces, en deux rayons polarisés dans des plans perpendiculaires et dont les amplitudes de mouvement vibratoire sont représentées respectivement par :

$$IO = OP \cos\omega,$$
$$I'O = OP \sin\omega.$$

Le premier de ces deux rayons donne dans l'analyseur un rayon extraordinaire dont l'amplitude, en faisant OP = 1, est représentée par

$$OA = \cos\omega \cos(\omega - \varphi).$$

Le second fournit également un rayon extraordinaire ayant pour amplitude

$$OA' = \sin\omega \sin(\omega - \varphi).$$

Or ces deux rayons proviennent de deux autres rayons qui ont traversé la lame mince avec des vitesses différentes ; ils présentent donc entre eux une certaine différence de phase, que le passage à travers l'analyseur n'a aucunement modifiée. Appelons T la durée d'une oscillation d'une molécule d'éther dans le mouvement considéré, t le temps

écoulé depuis l'origine du mouvement, compté à partir du centre d'équilibre; le déplacement d'une molécule d'éther sera donné par la formule générale

$$x = \cos 2\pi \frac{t}{T},$$

laquelle n'est autre que celle du mouvement du pendule.

Appelons v la vitesse de propagation dans l'air des deux rayons émanés de la lame mince, o l'espace que le premier aurait parcouru dans l'air durant le temps qu'il a employé pour traverser la lame mince, e l'espace que le second aurait parcouru dans l'air pendant le même temps.

A la sortie de la lame mince, le mouvement d'une molécule d'éther, sur le trajet du premier rayon, sera le même que celui d'une molécule d'éther avant l'entrée, considéré à l'époque $t - \frac{o}{v}$.

De même à la sortie de la lame mince, le mouvement d'une molécule d'éther, sur le trajet du second rayon, sera identique à celui d'une molécule d'éther avant l'entrée dans cette lame, à l'époque $t - \frac{e}{v}$.

Le déplacement de la molécule lumineuse est donc représenté pour le premier rayon par la formule

$$y = \cos\omega \cos(\omega - \varphi) \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{o}{vT}\right),$$

et pour le second par

$$z = \sin\omega \sin(\omega - \varphi) \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{e}{vT}\right).$$

Mais vT est égal à la longueur d'onde λ du rayon homogène considéré; il vient donc :

$$y = \cos\omega \cos(\omega - \varphi) \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{o}{\lambda}\right),$$

$$z = \sin\omega \sin(\omega - \varphi) \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{e}{\lambda}\right).$$

Le déplacement total est la somme de ces deux valeurs.

Faisons $2\pi \frac{t}{T} = \alpha,$

$$2\pi \frac{o}{\lambda} = \beta,$$

$$2\pi \frac{e}{\lambda} = \gamma.$$

La somme $y + z$ devient :

$$y + z = \cos\omega \cos(\omega - \varphi) \cos(\alpha - \beta) + \sin\omega \sin(\omega - \varphi) \cos(\alpha - \gamma).$$

D'où

$$y + z = \begin{cases} \cos\omega\cos(\omega-\varphi)\,[\cos\alpha\cos\beta + \sin\alpha\sin\beta] \\ + \sin\omega\sin(\omega-\varphi)\,[\cos\alpha\cos\gamma + \sin\alpha\sin\gamma]. \end{cases}$$

$$y + z = \begin{cases} \cos\alpha\,[\cos\omega\cos(\omega-\varphi)\cos\beta + \sin\omega\sin(\omega-\varphi)\cos\gamma] \\ + \sin\alpha\,[\cos\omega\cos(\omega-\varphi)\sin\beta + \sin\omega\sin(\omega-\varphi)\sin\gamma]. \end{cases}$$

Il s'agit de ramener cette équation à la formule

$$K\sin(\alpha+\upsilon) = K(\sin\alpha\cos\upsilon + \cos\alpha\sin\upsilon).$$

Dans ce but, identifions les deux formules; il vient :

$$K\cos\delta = \cos\omega\cos(\omega-\varphi)\sin\beta + \sin\omega\sin(\omega-\varphi)\sin\gamma,$$
$$K\sin\upsilon = \cos\omega\cos(\omega-\varphi)\cos\beta + \sin\omega\sin(\omega-\varphi)\cos\gamma.$$

Élevons au carré et ajoutons, nous aurons :

$$K^2 = \begin{cases} \cos^2\omega\cos^2(\omega-\varphi) + \sin^2\omega\sin^2(\omega-\varphi) \\ + 2\sin\omega\cos\omega\sin(\omega-\varphi)\cos(\omega-\varphi)\,[\sin\beta\sin\gamma + \cos\beta\cos\gamma] \end{cases}$$

$$= \cos^2\omega\cos^2(\omega-\varphi) + \sin^2\omega\sin^2(\omega-\varphi) + 2\sin\omega\cos\omega\sin(\omega-\varphi)\cos(\omega-\varphi)\cos(\beta-\gamma).$$

Mais $$\cos(\beta-\gamma) = 1 - 2\sin^2\left(\frac{\beta-\gamma}{2}\right).$$

Substituant, il vient

$$K^2 = \left[\cos\omega\cos(\omega-\varphi) + \sin\omega\sin(\omega-\varphi)\right]^2 - \sin 2\omega\sin 2(\omega-\varphi)\sin^2\left(\frac{\beta-\gamma}{2}\right),$$

$$K^2 = \cos^2\varphi - \sin 2\omega\sin 2(\omega-\varphi)\sin^2\pi\left(\frac{o-e}{\lambda}\right).$$

Or K^2, carré du coefficient de la vitesse du mouvement vibratoire, représente précisément l'intensité du rayon qui émerge de l'analyseur. Telle est donc la formule qu'il s'agit de discuter.

Démontrons d'abord qu'en employant un faisceau de rayons parallèles de lumière blanche, on aura en général de la lumière colorée à la sortie de l'analyseur.

Soient B, J, R... les proportions diverses dans lesquelles les rayons bleus, jaunes, rouges entrent dans la lumière blanche ; les intensités K_B^2, K_J^2, K_R^2, des divers rayons à la sortie de la lame mince seront données par des formules telles que celles-ci :

$$K_B^2 = B\cos^2\varphi - B\sin 2\omega\sin 2(\omega-\varphi)\sin^2\pi\frac{o_B - e_B}{\lambda_B},$$

$$K_J^2 = J\cos^2\varphi - J\sin 2\omega\sin 2(\omega-\varphi)\sin^2\pi\frac{o_J - e_J}{\lambda_J},$$

$$K_R^2 = R\cos^2\varphi - R\sin 2\omega \sin 2(\omega - \varphi)\sin^2\pi\frac{o_R - e_R}{\lambda_R}\ldots \text{ etc.}$$

L'intensité du rayon total émergent sera représentée par la somme de toutes ces valeurs : $(B + J + R + \ldots)\cos^2\varphi +$ une somme de termes dans lesquels les facteurs B, J, R... multiplient des quantités différentes. Le terme $(B + J + R + \ldots)\cos^2\varphi$ représente de la lumière blanche; mais il n'en est pas de même de la somme des autres termes, puisque les rayons des diverses couleurs y figurent dans d'autres proportions que dans la lumière blanche. Donc, en général, la lumière émergente sera teintée. La nuance dépendra de la quantité $\frac{o-e}{\lambda}$, qui varie avec l'épaisseur de la lame mince, l'orientation de sa section, la nature de la substance qui la compose, et enfin la couleur de la lumière.

La teinte deviendra nulle, quand un des deux facteurs $\sin 2\omega$ et $\sin 2(\omega - \varphi)$, communs à tous les termes qui représentent la partie colorée du faisceau, sera nul. Le premier facteur est nul quand $\omega = 0^0$ ou 90^0, c'est-à-dire quand la direction de l'un des axes de l'ellipse de section de la lame mince est la même que celle de la section principale du polariseur.

Le second terme s'annule pour $\omega - \varphi = 0^0$ ou 90^0, c'est-à-dire quand la direction de l'un des axes d'élasticité de la lame mince est la même que celle de la section principale de l'analyseur.

Donc, si les sections principales de l'analyseur et du polariseur ne sont ni parallèles ni perpendiculaires entre elles, il y aura huit positions dans lesquelles le faisceau émergent sera formé de lumière blanche.

Si l'angle φ des sections principales des deux nicols est différent de 90^0, et si on le maintient constant, tandis qu'on fait varier ω et $\omega - \varphi$, en faisant tourner la lame mince, la couleur observée ne varie pas; l'intensité seule est modifiée; en effet, les facteurs $\sin 2\omega$ et $\sin 2(\omega - \varphi)$, communs à tous les termes d'où dépend la coloration du faisceau émergent, sont les seuls qui varient dans ce cas, et, par conséquent, cette variation n'entraîne aucun changement dans les rapports mutuels des rayons des diverses couleurs.

Si l'on a simultanément $\varphi = 90^0$ et $\omega = 0^0$ ou 90^0, les termes représentant la partie colorée du faisceau s'annulent en même temps que les termes représentant la lumière blanche, et alors il y a obscurité totale. Pour un tour complet de la préparation, le fait se reproduira quatre fois, lorsque ω passera par les valeurs 0^0, 90^0, 180^0 et 270^0. Il est à remarquer que, dans le cas que nous venons de supposer, $\omega - \varphi$ sera aussi égal à l'une des valeurs 0^0, 90^0, 180^0 et 270^0. Les huit positions signalées, dans lesquelles il y a absence de coloration, se réduisent donc à quatre cas d'extinction totale du faisceau lumineux.

Lorsque φ n'est pas égal à 90°, si l'on augmente de 90° la valeur de cet angle, la formule devient :

$$K'^2 = \sin^2\varphi + \sin 2\,\omega \sin 2\,(\omega - \varphi) \sin^2 \pi \left(\frac{o-e}{\lambda}\right).$$

La teinte de l'image est donc complémentaire; car la somme $K^2 + K'^2$ représente de la lumière blanche. Ainsi, en laissant la lame mince et l'un des nicols immobiles, et en faisant effectuer une rotation de 90° à l'autre nicol, l'image observée se colore de teintes complémentaires.

Il ne se produit pas de coloration, si l'épaisseur de la lame mince est très faible ; en effet, $\left(\frac{o-e}{\lambda}\right)$ devient alors assez petit pour que le facteur $\sin^2 \pi \left(\frac{o-e}{\lambda}\right)$ s'annule sensiblement, et les termes qui représentent la partie colorée du faisceau n'ont plus aucune influence sur l'image.

Il ne se produit pas non plus de coloration, quand l'épaisseur de la lame est trop grande ; car les divers rayons (en nombre infini) que l'on peut attribuer à chaque couleur, n'ayant pas rigoureusement le même indice de réfraction, présentent toutes les valeurs possibles dans leurs différences de phase, et alors la somme des facteurs $\sin^2 \pi \left(\frac{o-e}{\lambda}\right)$ est sensiblement la même pour chacun des faisceaux des diverses couleurs. Les choses se passent donc comme si les facteurs B, J, R... étaient multipliés par un facteur constant, et dès lors la somme de tous ces termes représente de la lumière blanche.

Il en résulte que chaque substance ne se présente colorée de teintes vives qu'entre deux limites déterminées d'épaisseur. L'épaisseur, qui correspond au maximun de vivacité des teintes, varie donc suivant l'espèce minérale considérée.

Pour l'épaisseur habituelle aux plaques minces, les minéraux qui se colorent de teintes vives sont ceux dans lesquels $(o - e)$ est considérable, eu égard à la valeur moyenne de cette quantité dans la série minérale. Ces mêmes substances donneraient, au contraire, en plaques épaisses des teintes pâles, alors que les minéraux faiblement teintés en plaques minces commencent à se colorer vivement.

DÉTERMINATION DU SYSTÈME CRISTALLIN

D'UN MINÉRAL MICROSCOPIQUE

PAR LA CONSIDÉRATION DES EXTINCTIONS ENTRE LES NICOLS CROISÉS

Il résulte des considérations qui précèdent que, pour trouver les axes de l'ellipse déterminée dans l'ellipsoïde (E) par la section en lame mince d'un cristal biréfringent, il suffit d'observer cette section à la lumière parallèle entre deux nicols croisés, et de faire tourner la lamelle autour de l'axe du microscope, jusqu'à ce que le cristal paraisse éteint. Les directions des sections principales des nicols sont alors en coïncidence avec les deux axes de l'ellipse de section.

D'autre part, nous avons vu plus haut que, dans les systèmes cristallins symétriques, précisément en raison de leur plus ou moins de symétrie, il existe des relations plus ou moins intimes de position entre les axes d'élasticité, qui servent d'axes principaux à l'ellipsoïde (E), et les axes cristallographiques. La plaque mince détermine, dans l'ensemble du cristal, une section composée d'un polygone; dans l'ellipsoïde (E), elle détermine une ellipse. Fréquemment, les côtés du polygone sont liés par une relation simple avec les axes de l'ellipse.

Il y a particulièrement intérêt à considérer les faces p, g^1, h^1, et les zones parallèles à leurs arêtes. On sait, en effet, que, dans les systèmes autres que le système hexagonal, les faces p, g^1, h^1 déterminent par leurs intersections réciproques les axes cristallographiques, et même, dans le

Zones pg^1, ph^1, h^1g^1.

système hexagonal, elles sont en relation simple avec la symétrie du cristal.

Sections perpendiculaires aux axes optiques.

Il convient aussi de considérer la forme polygonale des sections perpendiculaires à un axe optique. La plaque mince découpe dans ce cas un cercle dans l'ellipsoïde (E); il en résulte que toutes les directions peuvent être considérées comme des axes d'élasticité et que, par suite, la section reste éteinte, quelle que soit sa position entre les nicols croisés.

Section quelconque.

Enfin, dans le cas le plus général d'une section quelconque, *l'extinction se produit suivant la trace que donnent, sur le plan de section, les plans bissecteurs de l'angle dièdre, formé respectivement par les plans passant par la normale à la section et par les axes optiques.*

Système cubique.

Dans le *système cubique,* toutes les sections restent constamment éteintes. Leurs contours polyédriques permettent de reconnaître que l'on a affaire à une substance cristallisée et non à une matière amorphe, à condition que l'on se garde de confondre les cristaux avec les parties amorphes moulées dans les cavités régulières des substances cristallines. Les pseudo-cristaux ou cristaux négatifs se reconnaissent à ce que leurs contours sont en relation avec les formes extérieures et les clivages de la matière ambiante.

Système quadratique.

Dans le *système quadratique,* les sections perpendiculaires à l'axe optique unique, qui restent constamment éteintes, se confondent avec la face p; elles sont généralement carrées ou octogonales.

Les zones ph^1, h^1h^1 donnent des rectangles qui s'éteignent suivant leurs côtés.

Il y a encore d'autres sections en zone symétriques suivant deux axes rectangulaires. En général, une section quelconque s'éteint suivant la projection, sur le plan de section, de l'axe principal de symétrie; il en résulte que toute zone parallèle à une droite elle-même perpendiculaire à cet axe principal et par conséquent comprise dans la face p donne des sections qui s'éteignent suivant au moins un de leurs côtés.

Système hexagonal.

Le *système hexagonal* comprend, comme cas particulier d'hémiédrie, le système rhomboédrique. Les sections constamment éteintes, perpendicu-

laires à l'axe optique unique, affectent la forme de triangles équilatéraux, d'hexagones ou de dodécagones réguliers.

Dans le cas, de beaucoup le plus important dans la pratique, où l'on a affaire au système hexagonal proprement dit, si l'on fait abstraction des pointements variables qui surmontent souvent le prisme primitif, on voit que les zones ph^1 donnent des hexagones allongés ou des rectangles qui sont symétriques suivant deux axes rectangulaires et s'éteignent suivant ces axes. La zone h^1h^1 donne des rectangles qui s'éteignent suivant leurs côtés.

Les autres remarques faites à propos du système quadratique s'appliquent intégralement ici.

Système orthorhombique.

Dans le *système orthorhombique,* les sections perpendiculaires aux axes optiques font partie de l'une des trois zones ph^1, pg^1, h^1g^1, puisque les axes optiques sont nécessairement compris dans une des trois faces p, h^1, g^1. Les sections constamment éteintes sont donc des rectangles.

Les zones ph^1, pg^1, h^1g^1, respectivement parallèles à l'un des trois axes d'élasticité, donnent des rectangles s'éteignant suivant leurs côtés.

Il n'y a plus de sections en zone, symétriques par rapport à deux axes rectangulaires, en dehors des zones précédentes, et, dans le cas d'une section quelconque, pour obtenir les directions d'extinction, il est nécessaire de connaître la position des axes optiques.

Système monoclinique.

Dans le *système monoclinique,* il convient de considérer deux cas :

A) Le plan de symétrie g^1 contient les axes optiques; les sections constamment éteintes appartiendront à la zone ph^1, perpendiculaire au plan de symétrie, ou parallèle à l'orthodiagonale; elles sont donc elles-mêmes symétriques par rapport à deux axes rectangulaires.

B) Les axes optiques sont contenus dans un plan passant par l'orthodiagonale. Les sections constamment éteintes seront généralement dissymétriques.

La zone ph^1, perpendiculaire au plan de symétrie g^1 et parallèle à l'orthodiagonale, c'est-à-dire à un axe d'élasticité, donne des sections symétriques suivant la trace du plan g^1 et la perpendiculaire, qui est pré-

cisément l'orthodiagonale; ces sections s'éteignent suivant ces deux directions.

Toutes les autres sections symétriques, qui pourraient se rencontrer n'appartiennent plus à une zone composée de telles faces et ne s'éteignent plus suivant leurs axes de figure. On a encore généralement quelques notions sur les zones pg^1, h^1g^1. Ainsi, pour l'orthose, si l'on fait parcourir au plan de section la zone pg^1, en partant de la face p où l'extinction a précisément lieu parallèlement à l'arête de zone, on sait que, pour le point d'arrivée dans la face g^1, l'extinction se produit sous un angle $\varphi = 5°$, à partir de l'arête de zone pg^1. De même pour la zone h^1g^1; on sait que le pyroxène, par exemple, s'éteint dans la face g^1, sous un angle $\varphi = 39°$, à partir de l'arête de zone h^1g^1. Il est visible d'ailleurs que, dans le système monoclinique, tout se reproduit symétriquement par rapport au plan g^1.

Système triclinique.

Dans le *système triclinique*, il n'y a plus aucune zone composée de sections symétriques par rapport à deux axes rectangulaires, et aucune relation nécessaire entre les contours polygonaux des sections et leurs extinctions. Les sections symétriques ne s'éteignent plus, sauf de très rares exceptions, suivant leurs axes de figure.

On connaît parfois les angles d'extinction de quelques faces remarquables par rapport aux arêtes principales: ainsi, pour les feldspaths tricliniques, la face g^1 s'éteint, à partir de l'arête pg^1, sous un angle qui est en moyenne de 2° pour l'oligoclase, de 19° pour l'albite, de 27° pour le labrador, etc.

De même la face p, dans ces cristaux, s'éteint, à partir de l'arête pg^1, sous un angle qui est en moyenne de 1° 30′ pour l'oligoclase, 8° pour l'albite, 12° pour le labrador, etc.

Nous résumons, dans le tableau ci-joint, les notions précédentes, en faisant remarquer que, quel que soit le système cristallin considéré, toutes les zones de sections symétriques, par rapport à deux axes de figure rectangulaires, s'éteignent suivant ces deux axes. Dans ce cas, l'extinction est, à proprement parler, indépendante de la position des axes optiques, c'est-à-dire de la grandeur relative des axes d'élasticité, et le nombre de ces sections est d'autant plus grand que le système est plus symétrique. Dans le

FORME de L'ELLIPSOÏDE (E).	RELATIONS de position des axes d'élasticité et cristallographiques.	SECTIONS PERPENDICULAIRES aux axes optiques.	SECTIONS EN ZONES PARALLÈLES A ph^1	SECTIONS EN ZONES PARALLÈLES A pg^1	SECTIONS EN ZONES PARALLÈLES A h^1g^1	SECTIONS QUELCONQUES.	SYSTÈMES CRISTALLINS.
Sphérique.	Toutes les directions peuvent être assimilées à des axes optiques.	Toutes les sections sont à contours polygonaux réguliers et restent constamment éteintes.					Cubique.
De révolution. (Un axe optique unique.)	L'axe de révolution coïncide avec l'axe principal de symétrie et avec l'axe optique unique.	Extinctions constantes pour les sections carrées.	Rectangles s'éteignant suivant leurs côtés.			1° Les sections symétriques, en dehors de celles des zones précédentes, s'éteignent toutes suivant leurs axes de symétrie. 2° Les sections dissymétriques, appartenant à des zones dont l'arête est perpendiculaire à l'axe principal, s'éteignent suivant cette arête, c'est-à-dire suivant un de leurs côtés. 3° L'extinction a lieu parallèlement à la projection de l'axe de symétrie principal sur le plan de la section; on connaît donc, au moyen du microscope polarisant, la direction d'un plan vertical contenant cet axe.	Quadratique.
		Extinctions constantes pour les sections hexagonales.	Rectangles ou hexagones allongés, symétriques par rapport à deux axes perpendiculaires, s'éteignant suivant leurs côtés ou leurs axes de symétrie. Exceptionnellement sections triangulaires ou pentagonales, symétriques par rapport à un axe et s'éteignant suivant cet axe.		Rectangles s'éteignant suivant leurs côtés.		Hexagonal.
A trois axes inégaux. (Deux axes optiques.)	Les trois axes d'élasticité coïncident avec les trois axes cristallographiques.	Sections rectangulaires, constamment éteintes.	Rectangles s'éteignant suivant leurs côtés.				Orthorhombique
	Un axe d'élasticité coïncide avec un axe cristallographique (orthodiagonale); les deux autres axes d'élasticité sont dans un plan de symétrie g^1. 1° Axes optiques dans g^1. 2° Axes optiques dans un plan perpendiculaire à g^1.	1° Sections constamment éteintes symétriques par rapport à deux axes perpendiculaires. 2° Sections constamment éteintes dissymétriques.	Sections symétriques par rapport à deux axes rectangulaires, s'éteignant suivant ces deux axes.	Sections dissymétriques, sauf p, se reproduisant symétriquement de part et d'autre de g^1.	Sections dissymétriques, sauf h^1, se reproduisant symétriquement de part et d'autre de g^1.		Monoclinique.
	Aucune relation n'existe entre les axes d'élasticité et cristallographiques.	Sections constamment éteintes, généralement dissymétriques.	Sections généralement dissymétriques. Angles d'extinction seulement connus dans quelques faces importantes, telles que g^1 et p.				Triclinique.

système cubique, toutes les sections rentrent dans cette catégorie. Dans les *systèmes quadratique et hexagonal,* on n'y peut ranger que certaines zones dont les arêtes sont perpendiculaires à l'axe principal de symétrie, et la zone parallèle à cet axe. Dans le *système orthorhombique,* les trois zones ph^1, pg^1, h^1g^1 satisfont seules à ces conditions de symétrie; dans le *système monoclinique,* on ne trouve plus que la zone ph^1, qui soit dans ce cas, et toutes les zones du système triclinique sont dissymétriques.

Il semble, d'après ce qui précède, qu'il suffise d'observer la forme des sections habituelles d'une substance, pour conclure à sa symétrie; cependant il convient toujours de s'en rapporter de préférence aux extinctions, qui donnent des notions beaucoup plus précises. Ainsi, par exemple, étant donnée une face h^1 d'un feldspath, elle paraît toujours à peu près rectangulaire, puisque ses angles diffèrent au plus de 3° de l'angle droit; et cependant elle ne s'éteint suivant ses côtés que dans l'orthose, tandis que son extinction a lieu à environ 15° de l'arête ph^1 pour l'albite, 18° pour l'oligoclase, 31° pour le labrador, etc.

Il y a encore une autre raison pour vérifier la relation qui existe entre la symétrie de figure et la direction des extinctions; car nous avons vu que, dans les systèmes dissymétriques, il peut se présenter des sections symétriques qui ne s'éteignent pas suivant leurs axes de figure.

DES ANGLES D'EXTINCTION

PRÉSENTÉS PAR LES SECTIONS D'UNE ZONE ET COMPTÉS A PARTIR DE L'ARÊTE DE ZONE

Les sections symétriques, dont le tableau précédent rappelle l'énumération, permettent de distinguer facilement les quatre premiers systèmes cristallins des deux derniers, et plus généralement, de déterminer à quel système appartient un minéral donné. Mais elles ne sont caractéristiques que de ce système, et ne suffisent pas pour déterminer l'espèce minéralogique des individus cristallins.

Dans les deux derniers systèmes, les angles d'extinction dans les faces p, g^1, h^1, sont spéciaux à un minéral déterminé, peuvent caractériser ce minéral et, par suite, permettre de le spécifier.

Extinctions caractéristiques des espèces minérales.

Pour tirer de la connaissance de ces angles toute la valeur qu'elle comporte, il est indispensable de les comparer aux différentes valeurs que les angles d'extinction peuvent prendre dans les zones importantes ph_1, pg^1, h^1g^1. Les plaques minces de roches éruptives présentent, à la vérité, des individus cristallins orientés au hasard; mais cette orientation, variable et indéterminée, est en général compensée par le grand nombre d'expériences qu'on peut faire sur chaque minéral; de plus, l'allongement favori de certains minéraux, suivant des arêtes connues, permet de diriger les vérifications optiques vers un but déterminé à l'avance. Ainsi l'on éprouve parfois des difficultés à distinguer l'amphibole du pyroxène; or, ces deux substances cristallisent fréquemment en micro-

lithes, allongés suivant l'arête h^1g^1; on reconnaîtra donc à leur allongement les sections appartenant à la zone h^1g^1, et si, d'autre part, on connaît l'angle maximum d'extinction de chacune de ces deux substances, par rapport à cette arête dans la zone en question, quelques mesures suffiront pour préciser la nature du minéral observé.

De même, l'allongement des microlithes feldspathiques, suivant l'arête pg^1, est habituel; l'étude complète des angles d'extinction de la zone pg^1, pour chaque feldspath, permettra donc, dans bien des cas, d'en préciser la nature à l'aide des seules données du microscope polarisant à lumière parallèle.

Système monoclinique.

Un grand nombre de substances importantes, au point de vue pétrographique, appartiennent au système monoclinique; les extinctions suivant la zone symétrique ph^1 sont connues; les arêtes des zones pg^1, h^1g^1, sont contenues dans un plan passant respectivement par deux axes d'élasticité de la substance. Dans ce cas, le calcul permet d'aborder pratiquement la solution du problème et amène à des conclusions qui sont résumées dans les fig. 8, 9 et 10.

Appelons a l'arête de zone, b la bissectrice, n la normale optique, e l'axe d'élasticité moyenne. Un des axes optiques OA est situé dans le quadrant $b\,O\,n$, qui contiendra la perpendiculaire OB′ au deuxième axe optique; si nous désignons par 2V l'écartement réel de ces deux axes, nous aurons :

$$b\,OA = n\,OB' = V$$

I. Supposons *l'arête de zone contenue dans le plan des axes optiques*. Appelons x les angles successifs faits par le plan mobile de la zone avec le plan des axes optiques, de telle façon que pour $x = o$ ces plans coïncident entre eux, pour $x = \frac{\pi}{2}$ le plan de zone passe par Oe.

Développons le quadrant $n\,b$ sur l'axe des y, y étant l'angle d'extinction de chaque section, mesuré à partir de l'arête à laquelle la zone est parallèle. Au fur et à mesure que l'arête de zone occupera les différentes posi-

tions possibles dans le quadrant *nb*, les courbes en *xy* se modifieront, et si V est constant, elles ne sont fonction que de l'extinction originelle y_0 que nous mesurons à partir de la normale optique, l'extinction comptée à partir de la bissectrice étant simplement l'angle complémentaire de y_0.

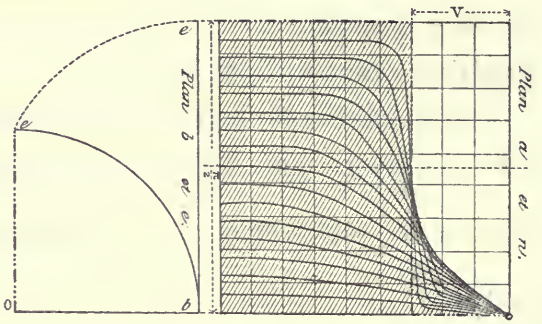


Fig. 9.

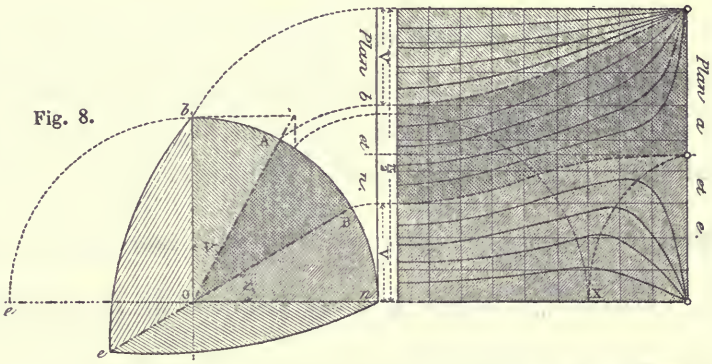


Fig. 8.

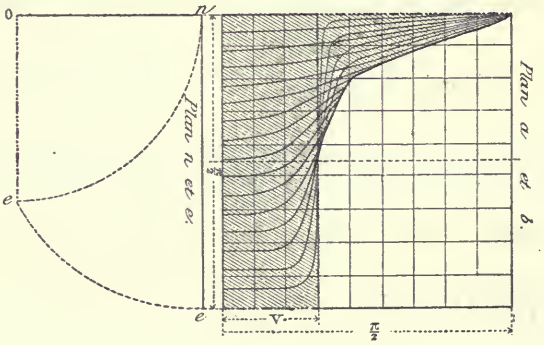


Fig. 10.

Toutes les courbes ont leurs tangentes horizontales pour $x = o$, $y = y_0$; elles sont symétriques par rapport à l'axe des y et les points $x = \frac{\pi}{2}$, $y = \frac{\pi}{2}$ ou $y = o$, leur servent de centre. Il suffit donc de construire les courbes entre les deux valeurs $x = o$, $x = \frac{\pi}{2}$.

1° Tant que l'arête de zone est comprise dans l'angle nOB′, y_0 est un minimum ; puis la courbe passe par un maximum pour retomber à 0°, quand $x = \frac{\pi}{2}$.

2° Quand l'arête de zone se confond avec OB′, le maximum précédent

est égal à $\frac{\pi}{4}$ et correspond à $x=\frac{\pi}{2}$; pour cette valeur de l'abscisse, il y a indétermination, de telle façon que la droite $x=\frac{\pi}{2}$ fait partie de la courbe. En effet, à ce moment, le plan de zone, passant par OB′ et O*e*, est perpendiculaire à l'axe optique OB.

3° Quand l'arête de zone est comprise dans l'angle B′O*b*, y_0 correspond à un minimum; mais il n'y a plus de maximum intermédiaire, et la courbe continue à croître jusqu'à $x=\frac{\pi}{2}$, valeur de l'abscisse pour laquelle y est égal à $\frac{\pi}{2}$.

II. *L'arête de zone est contenue dans le plan de la bissectrice et de l'axe d'élasticité moyenne.* Développons (fig. 9) le quadrant *be*. Comptons l'angle initial d'extinction y_0 à partir de la bissectrice, et prenons pour x l'angle fait par le plan de zone avec le plan contenant O*b* et O*e*, de telle façon que, pour $x=\frac{\pi}{2}$, le plan de zone contienne la normale optique.

L'angle d'extinction y_0 est toujours un maximum, et la courbe décroît sans passer par un minimum jusqu'à la valeur $y=o$ pour $x=\frac{\pi}{2}$.

La droite $x=\frac{\pi}{2}-V$ joue un rôle important dans le tracé des courbes en xy; toutes sans exception la coupent au-dessous du point $y=\frac{\pi}{4}$, et à partir de ce point, les courbes en xy présentent une enveloppe jusqu'au point commun $x=\frac{\pi}{2}$, $y=o$.

Pour $y_0=\frac{\pi}{2}$, en d'autres termes, lorsque l'arête de zone coïncide avec l'axe d'élasticité moyenne, la courbe se compose de segments de droite parmi lesquels se trouve la droite $x=\frac{\pi}{2}-V$.

En effet, on voit que, dans ce cas particulier, pour $x = \frac{\pi}{2} - V$, le plan de zone est perpendiculaire à un axe optique.

III. *L'arête de zone est contenue dans le plan de la normale optique et de l'axe d'élasticité moyenne.* Si l'on remplace la bissectrice par la normale optique, tout se passe comme dans le cas précédent, sauf que la droite $x = \frac{\pi}{2} - V$ est remplacée par la droite $x = V$ (fig. 10).

Dans le *système triclinique*, les zones ph^1, pg^1, h^1g^1 ont leurs arêtes situées hors des plans principaux d'élasticité; il convient alors de recourir à un mode de construction de la courbe, point par point. La projection gnomonique sur le plan tangent à la sphère de rayon 1, au point où l'arête de zone perce cette sphère, fournit une construction géométrique simple et généralement applicable. Système triclinique.

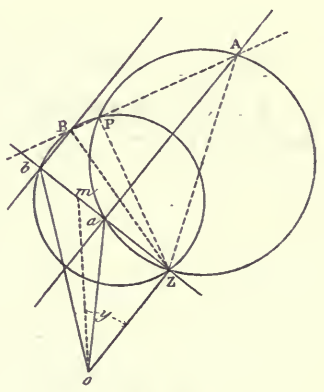


Fig. 11.

Soit Z (fig. 11) le point où l'arête de zone perce la sphère et le plan de projection gnomonique; A et B la projection des axes optiques; prenons un plan quelconque de la zone dont la trace soit Z*ab*; les traces des plans, passant par la normale au plan Z*ab* et par les axes optiques, seront deux droites A*a*, B*b*, perpendiculaires à Z*ab* et par suite parallèles entre elles.

Rabattons le plan Z*ab* passant par le centre de la sphère autour de sa trace; ce centre viendra en O, sur une perpendiculaire ZO à Z*b*, telle que ZO = 1; la bissectrice de l'angle *b*O*a* fera avec l'arête de zone OZ l'angle d'extinction *m*OZ cherché.

Remarquons que les points *a* et *b* se trouveront respectivement sur les deux cercles de diamètre ZA, ZB, et que pour repérer la position de ces cercles, on a, dans les cas les plus importants, la possibilité de tracer im-

médiatement la ligne AB, trace du plan des axes optiques sur le plan de projection; on connaît alors le second point P où les deux cercles se coupent. Pour les déterminer entièrement, les extinctions suivant deux plans connus de la zone, ou encore la position de la bissectrice et l'extinction suivant un plan de la zone, seraient suffisantes, si l'on ne possédait pas d'autre part l'écartement réel 2V des axes optiques.

PROBLÈME GÉNÉRAL

RELATIF AUX EXTINCTIONS D'UNE ZONE

Nous allons démontrer les différentes propositions énumérées plus haut.

§ 1. On sait que, dans le cas le plus général, l'extinction d'une substance douée de deux axes optiques, coupée suivant une section quelconque, se fait parallèlement à la trace sur le plan de section des plans bissecteurs de l'angle dièdre, ayant pour arête la normale à la section et dont les côtés passent par chacun des axes optiques.

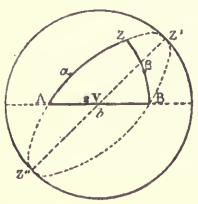


Fig. 12.

Considérons la sphère ayant un rayon égal à l'unité; appelons A, B et Z les traces des deux axes optiques et de l'arête de zone sur cette sphère. On peut toujours choisir ces traces de telle façon que l'angle 2V des axes optiques soit plus petit que $\frac{\pi}{2}$, et que la somme des angles α et β, faits par l'arête de zone Z avec A et B, soit plus petite que π (*fig.* 12).

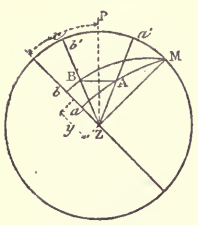


Fig. 13.

Supposons que l'arête de zone soit perpendiculaire au plan du tableau et représentons (*fig.* 13) la sphère en projection orthogonale; les traces M des différentes normales aux plans de la zone décriront la circonférence dont Z est le pôle; prolongeons les arcs de grands cercles ZA, ZB jusqu'à cette circonférence, et prenons comme donnée auxiliaire l'angle $2\gamma = AZB$; dans le triangle sphérique AZB, dont les trois côtés $(\alpha, \beta, 2V)$ sont connus, si l'on pose $p = \frac{\alpha + \beta + 2V}{2}$, on a :

$$\operatorname{tg} = \gamma \sqrt{\frac{\sin(p-\alpha)\sin(p-\beta)}{\sin p \sin(p-2V)}}, \qquad \gamma \leqq \frac{\pi}{2}.$$

Appelons x l'angle du plan mobile de la zone avec le plan bissecteur ZP de l'angle 2γ, et y l'angle cherché d'extinction, c'est-à-dire l'arc de grand cercle Zy, le plan My étant le bissecteur de l'angle AMB.

Avec les données de la *fig.* 13, on a :

$$y = \frac{aZ + bZ}{2}.$$

Or $$aZ = ZMa = \frac{\pi}{2} - AMa',$$

et dans le triangle sphérique rectangle AMa',

$$\operatorname{tg} AMa' = \frac{\operatorname{tg} Aa'}{\sin Ma'} = \frac{\operatorname{cotg} \alpha}{\cos(x+\gamma)};$$

d'où l'on déduit $$\operatorname{tg} aZ = \operatorname{tg}\alpha \cos(x+\gamma),$$

et de même $$\operatorname{tg} bZ = \operatorname{tg}\beta \cos(x-\gamma).$$

Comme $2y = aZ + bZ$, on en déduit, d'après des formules connues,

(1) $$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1 - \operatorname{tg}\alpha \operatorname{tg}\beta \cos(x+\gamma)\cos(x-\gamma)}{\operatorname{tg}\alpha \cos(x+\gamma) + \operatorname{tg}\beta \cos(x-\gamma)} = R;$$

(2) $$\operatorname{tg} y = -R \pm \sqrt{R^2+1}.$$

Cette dernière équation donne pour y deux séries de valeurs à angle droit l'une de l'autre.

§ 2. Il s'agit maintenant de discuter la courbe en x, y, et notamment de voir si y passe par des maxima et des minima. Remarquons d'abord qu'en posant $y = \text{arc tg } z$,

$$\frac{dy}{dx} = \frac{dz}{dx}\,\frac{1}{1+z^2}.$$

Donc, entre les valeurs de x pour lesquelles z passe par l'infini, par exemple entre $-\frac{\pi}{2}$ et $+\frac{\pi}{2}$, les maxima et les minima de $\operatorname{tg} y$ correspondront à ceux de y.

Prenons dans l'équation (2) la dérivée de $\operatorname{tg} y = z$:

$$\frac{dz}{dx} = -\frac{dR}{dx}\left(1 \pm \frac{R}{\sqrt{R^2+1}}\right).$$

Le second facteur étant nécessairement positif, $\frac{dR}{dx}$ sera nul en même temps que $\frac{dz}{dx}$ et $\frac{dy}{dx}$, et plus généralement sera de signe contraire.

En développant les sinus et les cosinus dans l'équation (1), on obtient :

$$(3)\qquad R=\frac{(1+\sin^2\gamma\,\mathrm{tg}\,\alpha\,\mathrm{tg}\,\beta)-\cos^2 x(\mathrm{tg}\,\alpha\,\mathrm{tg}\,\beta)}{\cos x[\cos\gamma\,(\mathrm{tg}\,\alpha+\mathrm{tg}\,\beta)]+\sin x[\sin\gamma\,(\mathrm{tg}\,\alpha-\mathrm{tg}\,\beta)]}=\frac{A+B\cos^2 x}{C\cos x+D\sin x}$$

Prenons la dérivée par rapport à x :

$$\frac{dR}{dx}=\frac{BC\sin^3 x-BD\cos x\sin^2 x+(AC-BC)\sin x-(AD+BD)\cos x}{(C\cos x+D\sin x)^2}.$$

Mettons cos x en facteur et remplaçons $\sin^2 x$ par $\frac{\mathrm{tg}^2 x}{1+\mathrm{tg}^2 x}$; nous obtiendrons :

$$(4)\qquad \left\{\begin{aligned}\frac{dR}{dx}=\frac{\cos x}{(1+\mathrm{tg}^2 x)(C\cos x+D\sin x)^2}&[AC\,\mathrm{tg}^3 x-D(2B+A)\,\mathrm{tg}^2 x\\&+C(A-B)\,\mathrm{tg}\,x-D(A+B)].\end{aligned}\right.$$

§ 3. *Discussion de l'équation* (4) ; *facteur :*

$$\frac{\cos x}{1+\mathrm{tg}^2 x}\left(\frac{1}{C\cos x+D\sin x}\right)^2.$$

La recherche des maxima et minima s'opérant seulement entre les valeurs de x pour lesquelles tg y ne passe pas par l'infini, $(C\cos x+D\sin x)$ est différent de 0, et l'équation

$$C\cos x+D\sin x=0,\qquad \text{d'où}\qquad \mathrm{tg}\,x=\frac{1}{\mathrm{tg}\,\gamma}\,\frac{\mathrm{tg}\,\alpha+\mathrm{tg}\,\beta}{\mathrm{tg}\,\beta-\mathrm{tg}\,\alpha},$$

donnera précisément les valeurs de x pour lesquelles y est égal à 0° et à $\pm n\frac{\pi}{2}$.

Le facteur $\frac{\cos x}{1+\mathrm{tg}^2 x}$ s'annule pour $x=\pm(2n+1)\frac{\pi}{2}$; mais comme le polynôme en tg x devient en même temps infini, $\frac{dR}{dx}$ est indéterminé; en mettant en évidence le facteur $\mathrm{tg}^3 x$ et faisant $\mathrm{tg}\,x=\infty$, $\cos x=0$ et $\sin x=\pm 1$, on trouve :

$$(5)\qquad \frac{dR}{dx}=\pm\frac{AC}{D^2}\quad\text{pour}\quad x=\pm(2n+1)\frac{\pi}{2}.$$

Remarquons que cette formule permet de préciser facilement, dans certains cas, le signe de $-\frac{dR}{dx}$ et par suite de $\frac{dy}{dx}$, et de savoir si la courbe en y croît ou décroît, pour $x=\frac{\pi}{2}$. En effet :

$$\begin{aligned}A&=1+\sin^2\gamma\,\mathrm{tg}\,\alpha\,\mathrm{tg}\,\beta,\\C&=\cos\gamma\,(\mathrm{tg}\,\alpha+\mathrm{tg}\,\beta),\\D&=\sin\gamma\,(\mathrm{tg}\,\alpha-\mathrm{tg}\,\beta).\end{aligned}$$

Comme on sait (§ 1) que $\alpha+\beta\leqq\pi$, si α et β sont plus petits que $\frac{\pi}{2}$, A est positif ainsi que C; D^2 est également positif et la courbe décroît.

La discussion serait moins simple dans le cas où l'on aurait $\beta>\frac{\pi}{2}>\alpha$, ou encore $\alpha>\frac{\pi}{2}>\beta$.

§ 4. *Polynôme en* tg x. — Les valeurs de x données par le polynôme en tg$x$, égalé à 0, déterminent les points où la tangente à la courbe en y est horizontale et où y passe par des maxima ou des minima:

$$AC\,tg^3x-D(2B+A)tg^2x+C(A-B)tgx-D(A+B)=0. \tag{6}$$

Dans le cas le plus général, cette équation donne trois racines en x; elle se simplifie notablement quand C ou D deviennent nuls.

§ 5. Supposons d'abord $D=\sin\gamma\,(tg\alpha-tg\beta)=0$ et $tg\alpha=tg\beta$, $\alpha=\beta$, $C\gtrless 0$. I. D = 0. 1° tg α = tg β.

L'arête de zone est comprise dans un plan perpendiculaire au plan des axes optiques, et passant par la bissectrice aiguë et par l'axe d'élasticité moyenne.

L'équation (6) se réduit à

$$A\,tg^3x+(A-B)tgx=0. \tag{7}$$

Cette nouvelle équation admet une première solution $tgx=0$; la courbe en y a donc sa tangente horizontale en $x=0$, $x=n\pi$.

Les autres solutions sont données par l'équation

$$tg^2x=-\frac{A-B}{A}.$$

Or, pour $tg\alpha=tg\beta$:

$$A=1+\sin^2\gamma\,tg^2\alpha>0,$$
$$B=-tg^2\alpha<0.$$

Donc les valeurs déduites de l'équation (7) sont imaginaires, et il n'y a pas d'autres maxima et minima pour y que ceux qui correspondent à $tgx=0$.

§ 6. *Tracé de la courbe en x, y.* Pour $x=0$:

$$\operatorname{cotg}2y=\frac{A+B}{C}=\frac{1-tg^2\alpha\cos^2\gamma}{2\,tg\alpha\cos\gamma};$$

d'où (8)

$$tgy_0=tg\alpha\cos\gamma.$$

Pour déterminer si cette valeur est un maximum, cherchons le signe de la dérivée seconde :

pour $$\frac{dR}{dx} = 0, \quad \frac{d^2y}{dx^2} = -\frac{d^2R}{dx^2}\left(1 \pm \frac{1}{\sqrt{1+R^2}}\right).$$

$$R = \frac{A}{C}\frac{1}{\cos x} + \frac{B}{C}\cos x; \quad \frac{dR}{dx} = \frac{A}{C}\frac{\sin x}{\cos^2 x} - \frac{B}{C}\sin x.$$

(9) $$\frac{d^2R}{dx^2} = \frac{A}{C}\left(\frac{\cos^3 x + 2\cos x \sin^2 x}{\cos^4 x}\right) - \frac{B}{C}\cos x.$$

Pour $x = 0$, $\frac{d^2R}{dx^2}$ se réduit donc à $\frac{A-B}{C}$; $A-B$ est toujours positif, α étant nécessairement plus petit que $\frac{\pi}{2}$; C est également positif; y_0 est donc un maximum et la courbe va en décroissant à partir de $x = 0$. Pour $x = \frac{\pi}{2}$, $y = 0$.

§ 7. L'équation

(10) $$\operatorname{cotg} 2y = \frac{A + B\cos^2 x}{C\cos x}$$

montre que y prend des valeurs égales pour x et $-x$; il y a donc symétrie par rapport aux axes $x = 0$ et en général $x = n\pi$. On voit aussi que y prend des valeurs égales, mais de signe contraire pour x et $\pi - x$; le point $x = \frac{\pi}{2}$, $y = 0$, et les similaires jouent donc ici le rôle de centres.

§ 8. Ces différentes remarques ne suffiraient pas pour donner une idée nette des courbes en xy. Prenons en effet le cas limite, où l'axe de moyenne élasticité coïnciderait avec l'arête de zone, pour $\alpha = \beta = \frac{\pi}{2}$. Il est clair que y reste égal à 0 ou à $\frac{\pi}{2}$ pour toutes les valeurs de x; mais il existera deux sections appartenant à cette zone, et perpendiculaires aux axes optiques, pour lesquelles y sera indéterminé.

L'équation (3) convenablement interprétée donne d'ailleurs cette solution; en effet, dans l'espèce :

$$R = \frac{A + B\cos^2 x}{C\cos x} = \frac{\frac{1}{\operatorname{tg}\alpha} + \operatorname{tg}\alpha(\sin^2 V - \cos^2 x)}{2\cos V\cos x}.$$

(11) Car pour $D = 0$, $\sin\gamma = \frac{\sin V}{\sin\alpha}$, et ici $\sin\gamma = \sin V$, $\gamma = V$.

On voit que, pour une valeur quelconque de x, $\operatorname{tg}\alpha$ étant égale à l'infini, R est égale-

ment infini, et y égal à 0 ou à $\frac{\pi}{2}$. Mais, si l'on prend pour x la valeur particulière :

$$\cos^2 x = \sin^2 V \quad \text{ou} \quad x = \frac{\pi}{2} \pm V,$$

R devient indéterminé ainsi que y.

§ 9. Ce fait donne à penser que, dans le cas plus général où α est plus petit que $\frac{\pi}{2}$, les droites $x = \frac{\pi}{2} \pm V$ doivent jouer un rôle spécial dans le tracé de la courbe en xy. Ne considérons que les valeurs de x comprises entre 0 et $\frac{\pi}{2}$, et cherchons les diverses valeurs de y pour :

$$\cos^2 x = \sin^2 \gamma \ldots \quad \text{ou} \quad x = \frac{\pi}{2} - \gamma,$$

alors

$$R = \frac{1}{\operatorname{tg}\alpha \sin 2\gamma} \quad \text{ou} \quad \operatorname{tg} 2y_\gamma = \operatorname{tg}\alpha \sin 2\gamma.$$

Nous avons vu plus haut que $\sin\gamma = \frac{\sin V}{\sin\alpha}$; lorsque α varie de V à $\frac{\pi}{2}$, seules valeurs possibles dans l'espèce, γ oscille entre $\frac{\pi}{2}$ et V, les deux valeurs extrêmes de $\operatorname{tg} 2y_\gamma$ seront donc :

Pour $\alpha = V$, $\gamma = \frac{\pi}{2}$. $x = 0$. . . . . $\operatorname{tg} 2y = 0$, $y = 0$;

Pour $\alpha = \frac{\pi}{2}$, $\gamma = V$, $x = \frac{\pi}{2} - V$. . . $\operatorname{tg} 2y = \infty$, $y = \frac{\pi}{4}$.

Cherchons maintenant si, lorsque α croît entre V et $\frac{\pi}{2}$, y_γ croît régulièrement entre 0 et $\frac{\pi}{4}$, sans passer par des maxima ou des minima.

Des équations $\operatorname{tg} 2y_\gamma = \operatorname{tg}\alpha \sin 2\gamma$ et $\sin\gamma = \frac{\sin V}{\sin\alpha}$, on déduit :

$$\operatorname{tg} 2y_\gamma = \frac{2\sin V}{\sin\alpha\cos\alpha}\sqrt{\sin^2\alpha - \sin^2 V} = 4\sin V \frac{\sqrt{\sin^2\alpha - \sin^2 V}}{\sin 2\alpha}.$$

Prenons la dérivée par rapport à α :

$$\frac{d(\operatorname{tg} 2y_\gamma)}{d\alpha} = 4\sin V \frac{\dfrac{\sin^2 2\alpha}{2\sqrt{\sin^2\alpha - \sin^2 V}} - 2\cos 2\alpha \sqrt{\sin^2\alpha - \sin^2 V}}{\sin^2 2\alpha}.$$

Dans ces diverses équations, le radical introduit pour remplacer $\cos\gamma$, qui est toujours positif, doit être pris avec le signe + ; $\sin^2\alpha$ est toujours plus grand que $\sin^2 V$, et

par conséquent $\frac{d(\operatorname{tg} 2y_\gamma)}{d\alpha}$ sera de même signe que le polynôme en α obtenu en chassant du dénominateur le radical :

$$\frac{1}{2}\sin^2 2\alpha - 2\cos 2\alpha\left(\frac{1-\cos 2\alpha}{2} - \sin^2 V\right) = \frac{1}{2}\left[\cos^2 2\alpha - 2(1-2\sin^2 V)\cos 2\alpha + 1\right].$$

En égalant à 0 ce polynôme, on voit qu'il a ses racines imaginaires, car $(1-2\sin^2 V)$ est plus petit que l'unité, V étant plus petit que $\frac{\pi}{4}$; donc le polynôme en α est positif et $\operatorname{tg} 2y_\gamma$ croît lorsque α croît.

Ainsi y_γ passe de 0 à $\frac{\pi}{4}$, tandis que x_γ croît de 0 à $\frac{\pi}{2} - V$.

§ 10. On voit qu'il résulte des diverses propriétés des courbes en xy qu'elles présentent nécessairement une enveloppe : choisissons comme variable auxiliaire la valeur de $\operatorname{tg} y$ pour $x = 0$:

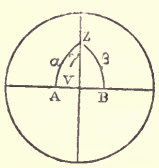


Fig. 14.

$$z = \operatorname{tg} y_0 = \operatorname{tg}\alpha\cos\gamma,$$

$$\sin\gamma = \frac{\sin V}{\sin\alpha}.$$

Ces deux valeurs de z et de γ peuvent être vérifiées directement dans le triangle sphérique rectangle ZVA (fig. 14), dans lequel

$$\text{angle ZVA} = \frac{\pi}{2},\quad \text{angle VZA} = \gamma,\quad \text{VA} = V,\quad \text{AZ} = \alpha.$$

En élevant au carré et remplaçant $\cos^2\gamma$ par sa valeur en fonction de α et V, on en déduit :

$$\operatorname{tg}^2\alpha = \frac{\sin^2 V + z^2}{\cos^2 V}. \tag{12}$$

$$\sin^2\gamma = \frac{(1+z^2)\sin^2 V}{\sin^2 V + z^2}. \tag{13}$$

Substituons ces valeurs de α et γ dans l'équation générale

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1 + \operatorname{tg}^2\alpha\,(\sin^2\gamma - \cos^2 x)}{2\cos\gamma\operatorname{tg}\alpha\cos x}.$$

Nous trouverons successivement :

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1 + \dfrac{z^2+\sin^2 V}{\cos^2 V}\left[\dfrac{(1+z^2)\sin^2 V}{z^2+\sin^2 V} - \cos^2 x\right]}{2z\cos x}.$$

$$\operatorname{cotg} 2y = z\,\frac{\sin^2 V - \cos^2 x}{2\cos x\cos^2 V} + \frac{1}{z}\,\frac{1-\cos^2 x\sin^2 V}{2\cos x\cos^2 V} = Mz + N\frac{1}{z}. \tag{14}$$

Appelons Y les ordonnées de la courbe enveloppe; elles satisferont à l'équation obtenue en égalant à 0 la dérivée par rapport à z de $Mz + N\frac{1}{z}$.

(15) $$M - N\left(\frac{1}{z^2}\right) = 0, \text{ d'où } z = \sqrt{\frac{N}{M}}.$$

Éliminons z entre les équations (14) et (15), et nous trouvons enfin pour équation de la courbe enveloppe cherchée :

(16) $$\operatorname{cotg} 2Y = {}_2\sqrt{MN} = \frac{1}{\cos x \cos^2 V}\sqrt{\sin^2 V - \cos^2 x}\,\sqrt{1 - \cos^2 x \sin^2 V}.$$

Cette équation montre que, pour les valeurs de $\operatorname{tg} y_0$ positives, et de x comprises entre 0 et $\frac{\pi}{2}$, cotg 2 Y ne peut prendre de valeurs négatives; de plus on a :

$$\sin^2 V - \cos^2 x > 0, \quad \text{ou} \quad x > \frac{\pi}{2} - V.$$

Y devient imaginaire pour des abscisses plus petites que $\frac{\pi}{2} - V$, et pour $x = \frac{\pi}{2} - V$, on a $Y = \frac{\pi}{4}$.

Cherchons la tangente en ce point : représentons par $P^{\frac{1}{2}}$ et $Q^{\frac{1}{2}}$ les deux radicaux, et remarquons que pour ce point spécial $P = 0$ et $P' \gtrless 0$.

$$\frac{d}{dx}\left(\frac{1}{\cos x \cos^2 V} P^{\frac{1}{2}} Q^{\frac{1}{2}}\right) = \frac{1}{2\cos^2 V \cos x}\frac{P'}{P^{\frac{1}{2}}} Q^{\frac{1}{2}} = \infty.$$

Comme cotg 2 Y est nulle, la courbe en Y a sa tangente verticale au point $x = \frac{\pi}{2} - V$, $Y = \frac{\pi}{4}$.

Pour $x = \frac{\pi}{2}$, cotg $2Y = \infty$, $Y = 0$; cherchons également la tangente à la courbe en Y, en ce point;

$$\operatorname{tg} 2Y = \cos x \cos^2 V P^{-\frac{1}{2}} Q^{-\frac{1}{2}}.$$

On sait que $$\frac{dY}{dx} = \frac{1}{2}\frac{d(\operatorname{tg} 2Y)}{dx}\left(\frac{1}{1 + \operatorname{tg}^2 2Y}\right).$$

Pour $x = \frac{\pi}{2}$ $\begin{cases} P^{-\frac{1}{2}} Q^{-\frac{1}{2}} = \dfrac{1}{\sin V}, \; P' = 0, \; Q' = 0. \\ \operatorname{tg} 2Y = 0 \quad \text{et} \quad \dfrac{d(\operatorname{tg} 2Y)}{dx} = -\dfrac{\cos^2 V}{\sin V}; \end{cases}$

d'où l'on conclut que $$\frac{dY}{dx} = -\frac{1}{2}\frac{\cos^2 V}{\sin V} = -\frac{1}{2}\operatorname{cotg} V \cos V.$$

§ 11. Ces différentes observations nous permettent de nous rendre compte de la forme des courbes en xy, pour le cas où l'arête de zone est contenue dans le plan de la bissectrice et de l'axe de moyenne élasticité. Elles sont résumées dans la *fig.* 15.

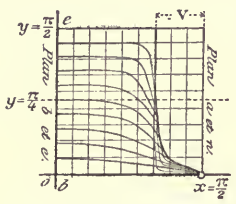


Fig. 15.

2° $\sin\gamma = 0$.

§ 12. Supposons toujours $D = 0$, c'est-à-dire $\sin\gamma(\operatorname{tg}\alpha - \operatorname{tg}\beta) = 0$, mais considérons maintenant le cas où $\sin\gamma = 0$; et comme $\gamma \underset{=}{<} \frac{\pi}{2}$, cela revient à supposer $\gamma = 0$.

L'arête de zone est contenue dans le plan des axes optiques, et se trouve hors de leur plus petit angle.

Les conséquences, déduites dans le § 3, sont encore applicables ici à la recherche des maxima et minima. Les solutions sont encore :

$$\operatorname{tg} x = 0,$$
$$\operatorname{tg}^2 x = -\frac{A - B}{A};$$

seulement ici $A = 1$, $B = -\operatorname{tg}\alpha \operatorname{tg}\beta$.

Donc, pour qu'il y ait maximum et minimum de y, en dehors des valeurs correspondant à $x = 0$, $x = \pi$, il faut et il suffit que les inégalités suivantes soient satisfaites :

(17) $$\operatorname{tg}^2 x > 0 \quad \text{ou} \quad \operatorname{tg}\alpha \operatorname{tg}\beta > 1.$$

Comme $\alpha + \beta$ est plus petit que π, la condition précédente exige d'abord que l'un de ces deux angles soit plus grand que $\frac{\pi}{2}$; supposons donc $\alpha < \frac{\pi}{2} < \beta$. Il est facile de voir que cette condition nécessaire est aussi suffisante. En effet, l'inégalité (17) peut se traduire ainsi qu'il suit :

$$-\operatorname{tg}\beta > \frac{1}{\operatorname{tg}\alpha} \text{ ou } -\operatorname{tg}\beta > \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \alpha\right),$$
$$\text{ou } \operatorname{tg}(\pi - \beta) > \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \alpha\right),$$
$$\text{ou enfin } \pi - \beta > \frac{\pi}{2} - \alpha, \text{ c'est-à-dire } \beta - \alpha < \frac{\pi}{2}.$$

Or, lorsque γ est nul, la différence $\beta - \alpha$ est égale au plus petit angle $2V$ fait entre eux par les axes optiques : d'où il résulte que, nécessairement, $\beta - \alpha$ est plus petit que $\frac{\pi}{2}$.

Il y a donc maximum ou minimum pour y entre les valeurs de $x = 0$ *et* $\frac{\pi}{2}$, *lorsque l'arête de zone, étant comprise dans le plan des axes optiques, fait avec l'un d'eux un angle plus grand qu'un droit.*

§ 13. Construisons la courbe en xy pour les deux cas possibles $\beta < \frac{\pi}{2}$, $\beta > \frac{\pi}{2}$. Supposons d'abord $\beta < \frac{\pi}{2}$. La valeur initiale de y sera :

$$y_0 = \frac{\alpha + \beta}{2} = \beta - V,$$

et y_0 pourra prendre toutes les valeurs comprises entre V et $\frac{\pi}{2} - V$ (*fig.* 16).

Nous savons que y_0 est un maximum ou un minimum; $\frac{d^2y}{dx^2}$ étant de même signe que $\frac{B - A}{C}$ (§ 6), il est facile de voir que dans l'espèce, y_0 est un maximum. D'ailleurs les conclusions du § 7 sont applicables ici, et l'on verra plus loin l'explication du coude brusque que fait la courbe pour les valeurs de x voisines de $\frac{\pi}{2}$, quand y_0 approche de la valeur limite $\frac{\pi}{2} - V$. Pour $x = \frac{\pi}{2}$, $y = 0$.

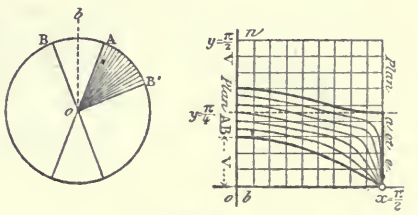


Fig. 16.

§ 14. Supposons maintenant $\beta > \frac{\pi}{2}$; y_0 est toujours égal à $\frac{\alpha + \beta}{2} = \beta - V$ et oscille entre $\frac{\pi}{2} - V$ et $\frac{\pi}{2}$. Il correspond également à une tangente horizontale et à un maximum, car $\frac{B - A}{C}$ est encore ici négatif.

Mais, après avoir décrû, la courbe passe par un nouveau point où sa tangente est horizontale, et qui doit nécessairement correspondre à un minimum. On peut d'ailleurs le vérifier directement; ce point correspond (§ 12) à

$$\operatorname{tg}^2 x = \frac{B - A}{A} \text{ ou } \cos^2 x = \frac{A}{B}.$$

Portons ces valeurs dans l'équation (9); nous obtenons :

$$\frac{d^2y}{dx^2} \text{ de même signe que } -\frac{d^2R}{dx^2} = -\frac{A}{C}\left(\frac{2 - \frac{A}{B}}{\frac{A}{B}\sqrt{\frac{A}{B}}}\right) + \frac{B}{C}\sqrt{\frac{A}{B}},$$

équation dans laquelle nous ne considérons que les valeurs de x comprises entre 0 et $\frac{\pi}{2}$, et par conséquent le signe positif du radical. En simplifiant, il vient :

$$-\frac{d^2 R}{dx^2} = -2\sqrt{\frac{A}{B}}\,\frac{B-A}{C},$$

$A = 1$, $B = -\operatorname{tg}\alpha \operatorname{tg}\beta > 1$ (voir l'équation 17), donc $B - A > 0$,

$C = \operatorname{tg}\alpha + \operatorname{tg}\beta < 0$; en effet, $\operatorname{tg}\alpha < -\operatorname{tg}\beta$ ou $\alpha < \pi - \beta$.

Il en résulte que $-\frac{d^2 R}{dx^2}$ est positif, et nous avons bien affaire à un minimum.

Puis la courbe croît et, pour $x = \frac{\pi}{2}$, y est égal à $\frac{\pi}{2}$. Les conclusions du § 7 sont d'ailleurs également applicables dans l'espèce (*fig.* 17).

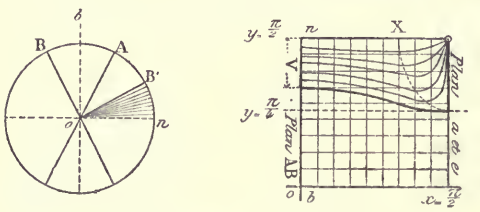


Fig. 17.

§ 15. Il peut être intéressant de connaître la courbe qui relie entre eux tous les points où y passe par un minimum. Prenons β comme variable auxiliaire.

Pour y minimum, on a :

$$\cos^2 x = -\frac{1}{\operatorname{tg}\alpha \operatorname{tg}\beta} = -\frac{1}{\operatorname{tg}(\beta - 2V)\operatorname{tg}\beta}.$$

Cherchons le sens de la variation de $\cos x$ quand β varie :

$$\frac{d(\cos^2 x)}{d\beta} = \frac{\dfrac{\operatorname{tg}\beta}{\cos^2(\beta - 2V)} + \dfrac{\operatorname{tg}(\beta - 2V)}{\cos^2\beta}}{\operatorname{tg}^2\beta \operatorname{tg}^2(\beta - 2V)} = \frac{\sin 2\beta + \sin 2(\beta - 2V)}{2\sin^2\beta \sin^2(\beta - 2V)}.$$

En supposant β différent de 0 et de $\frac{\pi}{2}$, et remarquant que $\beta - 2V$ est toujours différent de 0 et de $\frac{\pi}{2}$, on voit que $\cos x$ passe par un maximum pour

$$\sin 2\beta + \sin 2(\beta - 2V) = 0,$$

ou

$$2\pi - 2\beta = 2\beta - 4V,$$

ou enfin

$$\beta = \frac{\pi}{2} + V.$$

Ainsi l'abscisse à laquelle correspond le minimum de y décroît jusqu'au moment où l'arête de zone coïncide avec la normale optique; à ce moment on a :

$$\text{pour } y \text{ minimum..... } \cos^2 X = \operatorname{tg}^2 V.$$

§ 16. On peut facilement rendre calculable par logarithmes la valeur de y correspondant au minimum constaté plus haut. On a en effet :

$$(18)\quad \begin{cases} \cos x = \pm\sqrt{\dfrac{A}{B}} = \pm\sqrt{-\dfrac{1}{\operatorname{tg}\alpha\operatorname{tg}\beta}} \\ \operatorname{cotg} 2y = \dfrac{A + B\cos^2 x}{C\cos x} = \dfrac{2}{C\cos x} = 2\dfrac{\sqrt{-\operatorname{tg}\alpha\operatorname{tg}\beta}}{\operatorname{tg}\alpha + \operatorname{tg}\beta} = \dfrac{\sqrt{-\sin 2\alpha \sin 2\beta}}{\sin(\alpha+\beta)}. \end{cases}$$

§ 17. Un cas limite intéressant est celui pour lequel $\beta = \frac{\pi}{2}$; on voit immédiatement que les équations (18) donnent alors, pour y minimum :

$$x = \frac{\pi}{2} \quad \text{et} \quad y \text{ minimum} = \frac{\pi}{4}.$$

De plus la valeur générale de $R = \operatorname{cotg} 2y$ devient la suivante, pour $\operatorname{tg}\beta = \infty$:

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1 - \cos^2 x \operatorname{tg}\alpha \operatorname{tg}\beta}{\cos x(\operatorname{tg}\alpha + \operatorname{tg}\beta)} = \frac{1}{\operatorname{tg}\beta\cos x\left(\dfrac{\operatorname{tg}\alpha}{\operatorname{tg}\beta} + 1\right)} - \frac{\cos x \operatorname{tg}\alpha}{\dfrac{\operatorname{tg}\alpha}{\operatorname{tg}\beta} + 1}$$

et à la limite

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1}{\operatorname{tg}\beta\cos x} - \operatorname{tg}\alpha\cos x,$$

$$\alpha = \beta - 2V = \frac{\pi}{2} - 2V.$$

Pour toute valeur de x qui ne rend pas cos x nul, le premier terme s'annule et la courbe en xy est donnée par l'équation

$$(19)\qquad \operatorname{cotg} 2y = -\operatorname{cotg} 2V\cos x.$$

Mais pour la valeur $x = \frac{\pi}{2}$, $\cos x$ devient nul et $\operatorname{cotg} 2y$ est indéterminé, quoique pour des valeurs très rapprochées de $x = \frac{\pi}{2}$ il y ait tendance à la valeur $\operatorname{cotg} 2y = 0$ ou $y = \frac{\pi}{4}$.

On voit donc, comme on pouvait le prévoir *a priori*, que lorsque $\beta = \frac{\pi}{2}$, c'est-à-dire lorsque l'arête de zone se trouve dans le plan des axes optiques et perpendiculaire à un de ces axes, pour $x = \frac{\pi}{2}$, la section est perpendiculaire elle-même à cet axe optique, et fait partie des sections d'élasticité circulaires de la substance; seulement lorsqu'on suit pour arriver à cette indétermination la zone en question, on s'en approche par des valeurs de l'angle d'extinction voisines de $\frac{\pi}{4}$. Cette observation a une grande importance

pour les valeurs de β voisines de $\frac{\pi}{2}$, car alors les angles d'extinction de toute la zone sont presque tous compris entre $\frac{\pi}{2} - V$ et $\frac{\pi}{4}$.

Nous pouvons maintenant tracer les courbes en xy, dans le cas où on a $\gamma = 0$, en tenant compte des diverses déductions qui précèdent (*fig.* 17).

II. $C = 0$. 1°) $\operatorname{tg}\alpha = \operatorname{tg}\beta$.

§ 18. Supposons maintenant, dans l'équation générale (6), $C = 0$, c'est-à-dire $\cos\gamma(\operatorname{tg}\alpha + \operatorname{tg}\beta) = 0$, et d'abord nous admettrons que

$$\operatorname{tg}\alpha = -\operatorname{tg}\beta = \operatorname{tg}(\pi - \beta), \quad \alpha = \pi - \beta.$$

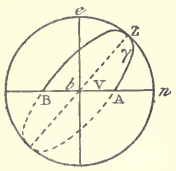


Fig. 18.

Il est facile de voir (*fig.* 18) que, dans de pareilles conditions, *l'arête de zone est contenue dans un plan perpendiculaire au plan des axes optiques et passant par la bissectrice de l'angle obtus de ces axes ou normale optique, d'une part, par l'axe d'élasticité moyenne, de l'autre.*

L'équation (6) se réduit à :

$$(A + 2B)\operatorname{tg}^2 x + (A + B) = 0.$$

Les racines sont évidemment imaginaires, car

$$A = 1 - \sin^2\gamma \operatorname{tg}^2\alpha,$$
$$B = \operatorname{tg}^2\alpha,$$
$$A + B = 1 + \operatorname{tg}^2\alpha(1 - \sin^2\gamma),$$
$$A + 2B = 1 + \operatorname{tg}^2\alpha(2 - \sin^2\gamma).$$

Il n'y a donc ni maximum, ni minimum, du fait du polynôme (6); mais, pour $x = \pm\frac{\pi}{2}$ [§ 3, équation (5)], on sait que $\frac{dR}{dx}$ prend une vraie valeur égale à $\pm\frac{AC}{D^2}$, valeur qui devient nulle avec $C = 0$; il y a donc là un point où la courbe en xy a sa tangente horizontale; cherchons en ce point le signe de la dérivée seconde pour déterminer si c'est un maximum ou un minimum.

$$\frac{d^2y}{dx^2} \text{ de même signe que } -\frac{d^2R}{dx^2} \ldots\ldots R = \frac{A + B\cos^2 x}{D\sin x},$$

$$\frac{dR}{dx} = \frac{BD\cos^3 x - (2BD + AD)\cos x}{D^2\sin^2 x},$$

$$\frac{d^2R}{dx^2} = \frac{1}{D^4 \sin^4 x}\Big[D^2 \sin^2 x[(2BD + AD)\sin x - 3BD\cos^2 x \sin x]$$
$$- 2D^2 \sin x \cos x\,[BD\cos^3 x - (2BD + AD)\cos x]\Big].$$

Pour $x = \frac{\pi}{2}$, $\cos x = 0$, $\sin x = 1$,

$-\frac{d^2R}{dx^2}$ est donc de même signe que $-D(2B + A)$.

Or $$2B + A = 1 + \operatorname{tg}^2\alpha\,(1 + \cos^2\gamma) > 0.$$

Il reste à chercher le signe de $-D = -2\sin\gamma \operatorname{tg}\alpha$.

Si donc on suppose $\alpha < \beta$, comme $\alpha + \beta = \pi$, α sera plus petit que $\frac{\pi}{2}$ et $\operatorname{tg}\alpha$ sera positive; — D sera donc négatif et nous aurons affaire à un maximum.

§ 19. *Tracé de la courbe en xy.* — Pour $C = 0$, on a dans le cas le plus général :

(20) $$\operatorname{cotg} 2y = \frac{A + B\cos^2 x}{D \sin x},$$

valeur qui devient infinie pour $x = 0$ et correspond par conséquent à $y = 0$.

Nous avons vu (§ 18) que la courbe croît ensuite jusqu'à $x = \frac{\pi}{2}$ qui correspond à un maximum, dont la valeur est la suivante :

(21) $$\operatorname{cotg} 2y_{\frac{\pi}{2}} = \frac{1 - \sin^2\gamma \operatorname{tg}^2\alpha}{2\sin\gamma \operatorname{tg}\alpha}, \quad \text{d'où} \quad \operatorname{tg} y_{\frac{\pi}{2}} = \sin\gamma \operatorname{tg}\alpha,$$

valeur qu'on aurait pu d'ailleurs calculer directement.

En changeant x en $\pi - x$, dans l'équation (20), on voit que $\operatorname{cotg} 2y$ ne change pas de valeur; les droites

$$x = (2n + 1)\frac{\pi}{2}$$

servent donc d'axes de symétrie à la courbe; en changeant x en $-x$, y change simplement de signe; les points $y = 0$, $x = 2n\frac{\pi}{2}$ servent donc de centres à la courbe.

§ 20. Il se présente pour $\operatorname{tg}\alpha = -\operatorname{tg}\beta$, un cas limite analogue à celui qui a été traité dans le § 8.

Lorsque $\alpha = \frac{\pi}{2} = \beta$, c'est-à-dire *lorsque l'arête de zone se confond avec l'axe d'élasticité moyenne,* on a :

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{\frac{1}{\operatorname{tg}\alpha} + \operatorname{tg}\alpha(\cos^2 x - \sin^2 V)}{2\sin x \sin V}$$

car alors $\gamma = V$; et comme $\operatorname{tg}\alpha = \infty$, $\operatorname{cotg} 2y$ est également infinie pour toutes les valeurs de x; y est égal à 0^0 ou à $\frac{\pi}{2}$, excepté pour $x = \frac{\pi}{2} \pm V$, auquel cas il y a indétermination.

Les différentes déductions des §§ 8, 9 et 10 s'appliquent pour ainsi dire textuellement au cas présent : dans la recherche de la courbe enveloppe des courbes en xy, nous choisirons pour inconnue auxiliaire

$$z = \operatorname{tg} y_{\frac{\pi}{2}} = \sin\gamma \operatorname{tg}\alpha,$$

$$\cos\gamma = \frac{\cos V}{\sin\alpha}. \tag{22}$$

On peut retrouver et vérifier ces deux équations (*fig.* 18) par la considération du triangle complémentaire au triangle ZbA, dans lequel

$$bZ = \frac{\pi}{2}, \quad AZ = \alpha, \quad bA = V, \quad \text{angle } bZA = \gamma.$$

On en déduit les valeurs suivantes de $\operatorname{tg}\alpha$ et de $\sin\gamma$ en fonction de z et de V:

$$\operatorname{tg}^2\alpha = \frac{z^2 + \cos^2 V}{\sin^2 V}$$

$$\sin^2\gamma = \frac{z^2 \sin^2 V}{z^2 + \cos^2 V}.$$

En substituant ces valeurs à α et γ dans l'équation générale

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1 + \operatorname{tg}^2\alpha(\cos^2 x - \sin^2\gamma)}{2 \sin x \operatorname{tg}\alpha \sin\gamma},$$

nous obtiendrons :

$$\operatorname{cotg} 2y = z \frac{\cos^2 x - \sin^2 V}{2 \sin x \sin^2 V} + \frac{1}{z} \frac{1 - \sin^2 x \cos^2 V}{2 \sin x \sin^2 V} = Mz + \frac{N}{z}.$$

Appelons Y les ordonnées de la courbe-enveloppe cherchée et éliminons z entre la précédente équation et la dérivée, par rapport à z, de son second membre, égalée à 0; nous aurons :

$$z = \sqrt{\frac{N}{M}} \quad \text{et} \quad \operatorname{cotg} 2Y = 2\sqrt{MN},$$

d'où enfin :

$$\operatorname{cotg} 2Y = \frac{1}{\sin^2 V \sin x} \sqrt{\cos^2 x - \sin^2 V} \sqrt{1 - \sin^2 x \cos^2 V}.$$

Cette équation montre que, pour les valeurs de $\operatorname{tg} y_{\frac{\pi}{2}}$ positives, et de x comprises

entre 0 et $\frac{\pi}{2}$, cotg 2Y ne prend pas de valeurs négatives; de plus, on voit Y devenir imaginaire pour des valeurs de x supérieures à $\frac{\pi}{2}-V$, et pour $x=\frac{\pi}{2}-V$, on a $Y=\frac{\pi}{4}$.

Cherchons la tangente en ce point; représentons par $P^{\frac{1}{2}}$, $Q^{\frac{1}{2}}$ les deux radicaux, et remarquons que, pour ce point spécial, $P=0$ et $P'\gtrless 0$.

$$\frac{d(\operatorname{cotg} 2Y)}{dx}=\frac{1}{2\sin^2 V\sin x}\frac{P'}{P^{\frac{1}{2}}}Q^{\frac{1}{2}}=\infty.$$

Comme cotg 2Y est nulle, $\frac{dY}{dx}$ doit être également infini et la tangente à la courbe en Y est verticale en ce point.

$$\text{Pour } x=0,\ \operatorname{cotg} 2Y=\infty,\ Y=0.$$

Cherchons également la tangente à la courbe en ce point :

$$\operatorname{tg} 2Y=\sin x\sin^2 V\,P^{-\frac{1}{2}}\,Q^{-\frac{1}{2}}.$$

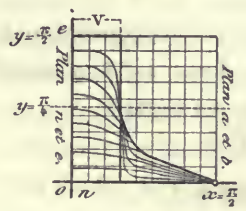
On sait que
$$\frac{dY}{dx}=\frac{1}{2}\frac{d(\operatorname{tg} 2Y)}{dx}\left(\frac{1}{1+\operatorname{tg}^2 2Y}\right).$$

Pour $x=0$ $\quad P_{-\frac{1}{2}}Q_{-\frac{1}{2}}=\frac{1}{\cos V}$, $\quad P'=0$, $\quad Q'=0$, $\quad \operatorname{tg} 2Y=0$ et $\quad \frac{d(\operatorname{tg} 2Y)}{dx}=\frac{\sin^2 V}{\cos V}$;

d'où l'on conclut que

$$\frac{dY}{dx}=\frac{1}{2}\frac{\sin^2 V}{\cos V}=\frac{1}{2}\operatorname{tg} V\sin V. \tag{24}$$

§ 21. Les données qui précèdent permettent de construire les courbes en xy dans le cas où l'arête de zone est dans le plan contenant l'axe d'élasticité moyenne et la normale optique; notons qu'ici l'angle x représente l'angle fait par le plan de la section avec un plan originaire contenant l'arête de zone et la bissectrice; pour $x=\frac{\pi}{2}$, la section coïncide avec le plan principal qui contient l'axe d'élasticité moyenne et la normale optique; il est préférable de prendre ce plan comme origine et, par conséquent, de changer x en $x+\frac{\pi}{2}$ dans ce qui précède (*fig.* 19).


V
e
Max
Max
Max

L'arête de zone est alors contenue dans le plan des axes optiques, comme § 12, *mais elle est comprise dans le plus petit angle fait par les axes optiques entre eux.*

Comme précédemment, l'équation (6) se réduit à

$$(A + 2B)\,\mathrm{tg}^2 x + (A + B) = 0.$$

Ici $$A = 1 + \mathrm{tg}\alpha\,\mathrm{tg}\beta, \quad A + B = 1,$$

$$B = -\mathrm{tg}\alpha\,\mathrm{tg}\beta, \quad A + 2B = 1 - \mathrm{tg}\alpha\,\mathrm{tg}\beta.$$

A + B est donc toujours positif, et il est facile de voir que A + 2B est dans le même cas:

$$1 - \mathrm{tg}\alpha\,\mathrm{tg}\beta > 0, \quad \mathrm{tg}\alpha < \mathrm{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \beta\right).$$

Or cette inégalité est toujours vraie dans l'espèce, car visiblement

$$\alpha + \beta = 2V < \frac{\pi}{2}.$$

Il n'y a donc ni maximum, ni minimum pour y du fait de l'équation (6); mais la vraie valeur de $\frac{d(\mathrm{cotg}\,2y)}{dx}$ pour $x = \frac{\pi}{2}$, qui est $\frac{AC}{D^2}$ [§ 3, équation (5)], s'annulera avec C; la courbe en y aura donc en ce point sa tangente horizontale; d'ailleurs la valeur de $y_{\frac{\pi}{2}}$ sera donnée par l'équation

(25) $$\mathrm{cotg}\,2y_{\frac{\pi}{2}} = \frac{A}{D} = \frac{1 + \mathrm{tg}\alpha\,\mathrm{tg}\beta}{\mathrm{tg}\alpha - \mathrm{tg}\beta}; \quad \text{d'où} \quad y_{\frac{\pi}{2}} = \frac{\alpha - \beta}{2}.$$

Le signe de $\frac{d^2 y}{dx^2}$ sera pour ce point le même que celui de $-D(A + 2B)$, conformément au § 18; nous venons de voir que A + 2B est toujours positif; reste à considérer le signe de $-D = \mathrm{tg}\beta - \mathrm{tg}\alpha$; si donc on a $\alpha > \beta$, y est maximum. Pour $\alpha < \beta$, y serait minimum. Dans le premier cas, $y_{\frac{\pi}{2}}$ est positif, et dans le second $y_{\frac{\pi}{2}}$ est négatif.

§ 23. Construisons maintenant la courbe en xy, en supposant $\beta > \alpha$.

Pour $x = 0$, $y = 0$; le plan de section coïncide avec un plan passant par l'arête de zone et l'axe d'élasticité moyenne; quand x croît, y devient négatif et passe par un minimum pour $x = \frac{\pi}{2}$; à ce moment y est égal à

$$\frac{\alpha - \beta}{2} = -(V - \alpha),$$

puis conformément aux conclusions du § 19, qui sont également applicables ici, la courbe

se reproduit symétriquement par rapport à la droite $x = \frac{\pi}{2}$: les droites $x = (2n+1)\frac{\pi}{2}$ sont en effet des axes de symétrie, et les points $y = 0$, $x = 2n\frac{\pi}{2}$, des centres.

Pour rendre aux x une origine commune avec celle que nous leur avons assignée § 12, lorsque, sin γ étant nul, l'arête de zone est située dans le plan des axes optiques; mais, en dehors de leur plus petit angle, il nous faut faire partir le plan, qui décrit la zone, du plan des axes optiques, c'est-à-dire reculer ou avancer l'origine des abscisses d'une valeur égale à $\frac{\pi}{2}$; si l'on se reporte à la *fig.* 16, on verra que, pour cette nouvelle origine, y doit être positif; il convient donc de reculer ici l'origine des abscisses; l'ordonnée correspondant à cette nouvelle origine correspondra à un maximum et oscillera entre 0° et V; car sa valeur est $V - \alpha$, et comme $\alpha + \beta = 2V$, pour satisfaire à l'inégalité $\beta > \alpha$, il convient de faire varier α entre V et 0° (*fig.* 20).

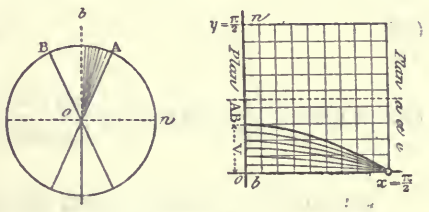


Fig. 20.

Les calculs qui précèdent permettent d'aborder le problème de l'extinction d'une série de sections, lorsque ces sections appartiennent à une zone dont l'arête est située dans un des plans principaux d'élasticité de la substance considérée. Nous avons rapproché (*fig.* 8) l'une de l'autre les *fig.* 15, 16, 17, 19 et 20; et il résulte des différentes données, résumées dans ce croquis, que les diverses extinctions, présentées par des sections appartenant à une même zone, peuvent varier dans des limites extrêmement étendues, suivant la position de l'arête de zone et celle des axes optiques du minéral considéré; il ne suffit donc pas de connaître les extinctions de deux faces principales de la zone pour en induire celle d'une section intermédiaire; car, d'une part, il y a de nombreux cas où la valeur de l'angle d'extinction passe par un maximum, et d'autre part, souvent le point de départ (plan principal d'élasticité) est séparé du point d'arrivée (plan contenant l'arête de zone et le troisième axe d'élasticité) par des extinctions distantes de plus de 45°, lorsqu'on les rapporte à la direction constante de l'arête de zone.

§ 24. *Extinctions rapportées aux traces des plans de clivage facile.* — Jusqu'à présent on a calculé l'angle d'extinction pour une zone donnée, à partir de l'arête de zone; il est souvent plus pratique de chercher à le rapporter à la trace d'un plan de clivage facile sur les diverses sections considérées, ce qui revient : 1°) à chercher la courbe des angles y formés par la trace du plan de clivage fixe sur le plan mobile de la zone, avec l'arête de zone; 2°) à ajouter cette nouvelle courbe en xy sur les diagrammes précédents, en l'orien-

tant convenablement; 3° à ne plus considérer que la somme ou la différence des ordonnées.

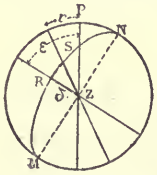


Fig. 21.

Supposons, comme plus haut, que l'arête de zone soit verticale et se projette en Z; soient ZP (*fig.* 21) l'origine des angles x; MRSN un plan quelconque, déterminé par l'angle que fait δ avec lui par l'arête de zone, et par l'angle ε du plan perpendiculaire au plan donné et passant par l'arête de zone, avec l'origine des x.

Considérons un plan quelconque x de la zone; appelons O le centre de la sphère; il s'agit de calculer l'angle de la droite OS avec OZ, soit dans le triangle sphérique rectangle SRZ le côté SZ, étant connus le côté δ de l'angle droit et l'angle adjacent à l'hypoténuse $RZS = \varepsilon - x$.

$$\text{(26)} \qquad \operatorname{tg} y = \frac{\operatorname{tg}\delta}{\cos(\varepsilon - x)}.$$

On en déduit $\dfrac{dy}{dx} = -\operatorname{tg}\delta \dfrac{\sin(\varepsilon - x)}{\operatorname{tg}^2\delta + \cos^2(\varepsilon - x)}$.

On voit qu'il y a maximum ou minimum de y pour $x = \varepsilon$; $\dfrac{d^2 \operatorname{tg} y}{dx^2}$ est visiblement de même signe que $\operatorname{tg}\delta$; on en déduit que $x = \varepsilon$ correspond à un maximum de y, si $\delta < \dfrac{\pi}{2}$, et à un minimum, si $\delta > \dfrac{\pi}{2}$; d'ailleurs une des valeurs de ce maximum ou de ce minimum est $y = \delta$; on peut remarquer d'une façon générale que si y_1 est une des ordonnées de la courbe, $y_1 \pm n\pi$ sera la valeur générale, pour une même abscisse; tandis que la valeur générale, pour les courbes d'extinction précédemment étudiées, serait $y_1 \pm n\dfrac{\pi}{2}$. Cette observation aura son application lorsqu'il s'agira de combiner les courbes en xy entre elles.

Construisons maintenant la courbe en question : pour $x = 0$, $\operatorname{tg} y = \dfrac{\operatorname{tg}\delta}{\cos\varepsilon}$; puis la courbe croît ou décroît suivant que δ est plus ou moins grand que $\dfrac{\pi}{2}$; nous avons vu que $x = \varepsilon$ correspondait à ce maximum ou ce minimum pour lequel y est précisément égal à δ.

Pour $$x = \frac{\pi}{2}, \quad \operatorname{tg} y_{\frac{\pi}{2}} = \frac{\operatorname{tg}\delta}{\sin\varepsilon}.$$

Pour $x = \dfrac{\pi}{2} + \varepsilon$, $y = \dfrac{\pi}{2}$; et en ce point la tangente à la courbe est donnée par la valeur

$$\frac{dy}{dx} = \frac{1}{\operatorname{tg}\delta} = \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \delta\right).$$

On peut remarquer que, en changeant x en $\pi + x$, on trouve pour y des valeurs égales à π diminué des ordonnées correspondant à x; la seconde portion de la courbe, à partir de $x = \pi$, est donc superposable à la première, par une simple rotation de 180° autour de la droite $y = \frac{\pi}{2}$. De plus, en transportant l'origine des abscisses en $x = \varepsilon$, $y = 0$, on voit que la courbe est symétrique par rapport au nouvel axe des y et à tous ceux qui se succèdent à des distances de π (*fig.* 22).

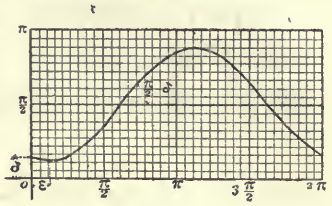


Fig. 22.

DE

QUELQUES CAS PARTICULIERS

QUI PEUVENT SE PRÉSENTER DANS L'EMPLOI DU MICROSCOPE POLARISANT A LUMIÈRE PARALLÈLE

Cristaux noyés en tout ou en partie dans l'épaisseur de la plaque

Les conclusions auxquelles nous sommes arrivés, au sujet de la relation qui existe entre les sections des minéraux en plaque mince et la position de leurs extinctions, supposent toujours que l'on voit avec précision la forme de la section du minéral, perpendiculaire aux rayons lumineux, c'est-à-dire parallèle à la plaque mince.

Tel n'est pas toujours le cas, car parfois le minéral, entouré d'une substance vitreuse entièrement transparente, laisse apercevoir à la fois sa section par la surface supérieure de la plaque mince et ses parties noyées. Or, pour que ce contour apparent se confonde avec la section perpendiculaire aux rayons lumineux, il faut une série de conditions qui sont rarement satisfaites.

On conçoit que cette circonstance puisse induire en erreur et, par exemple, déformer une section symétrique par rapport à deux axes perpendiculaires, ou au contraire transformer en pseudo-rectangle un parallélogramme quelconque.

Dans ce dernier cas, l'extinction ne se fait plus symétriquement; mais il est important de chercher à rapporter à l'extinction la forme réelle de la section droite qui lui correspond ; le microscope à un seul oculaire est souvent impuissant pour atteindre ce but; on aperçoit bien que toutes les parties du cristal considéré ne se mettent pas au point simultanément; mais

on ne peut pas en saisir les contours par une vue d'ensemble ; et, dans ce cas particulier, l'emploi du microscope binoculaire, auquel on a adapté les appareils de polarisation, peut rendre de précieux services ; car il donne aux moindres microlithes un relief qui les fait ressortir à leur place réelle.

Superposition de plusieurs cristaux.

Il arrive fréquemment que plusieurs cristaux se superposent, en certaines places, les uns aux autres, dans l'épaisseur de la plaque mince. Les phénomènes habituels entre les nicols croisés sont alors modifiés ; on ne parvient plus à éteindre les plages ainsi composées, et dans une rotation de 360° autour de l'axe du microscope, elles prennent successivement diverses couleurs de polarisation.

On peut cependant encore déterminer les axes d'élasticité de deux cristaux, lorsqu'ils sont simplement superposés et ne se pénètrent pas l'un l'autre, en remarquant que, quand l'un présente la même teinte et la même intensité lumineuse dans toute son étendue, c'est que l'autre est arrivé à sa position d'extinction.

Polarisation d'agrégat

Si l'on suppose une agrégation de petits cristaux enchevêtrés dans tous les sens, superposés les uns aux autres, et ne présentant aucune orientation commune régulièrement variable de leurs axes d'élasticité, il est facile de voir, d'après les notions précédemment exposées, qu'un tel ensemble présentera entre les nicols croisés une teinte et une intensité lumineuse peu variables et à peu près indépendantes de la position des plans principaux des nicols.

La calcite, le talc, la calcédoine présentent fréquemment des polarisations d'agrégat. Il convient d'ajouter qu'on en distingue d'habitude les parties individuelles aux très forts grossissements, et qu'alors on voit varier les teintes en chaque point.

Propriétés optiques des divers genres de sphérolithes.

Les roches éruptives présentent fréquemment au microscope des agrégats globulaires auxquels on a donné le nom de sphérolithes. Les pyromérides, roches globulaires dans l'ancienne terminologie, étaient des

types rares et exceptionnels; les roches, chargées de sphérolithes microscopiques, sont extrêmement abondantes et se rapportent à de nombreuses variétés.

Les silicates se présentent à l'état amorphe ou cristallisé; entre ces deux termes extrêmes il existe une série d'états intermédiaires, les uns colloïdes, les autres cristallitiques, dont il faut tenir compte, bien qu'on ne puisse établir dans la pratique de distinction absolument tranchée entre ces deux séries de phénomènes, car l'opale, type colloïde par excellence, présente des formes cristallitiques très caractérisées.

La transition de l'état colloïde à l'état cristalloïde, dans un même minéral, est plus ou moins nette suivant l'espèce à laquelle il appartient; ainsi il existe une différence fondamentale dans la façon suivant laquelle un laitier basique de haut fourneau, par exemple, passe de l'état vitreux à l'état de pyroxène cristallisé, et celle que suit l'opale pour passer à la tridymite, à la calcédoine et au quartz.

Nous distinguerons donc ici les sphérolithes, 1° entièrement colloïdes, 2° en partie colloïdes, en partie cristallisés, 3° entièrement cristallisés.

Sphérolithes entièrement colloïdes.

Les matières absolument colloïdes sont par elles-mêmes sans action sur la lumière polarisée; les sphérolithes colloïdes s'éteindront entièrement dans toutes les directions, entre les nicols croisés, lorsque aucune cause anormale ne modifiera leur état isotrope. A ce genre de sphérolithes nous rattachons les globulites, particules sphériques d'une extrême ténuité, que l'on considère comme la première manifestation d'une individualisation quelconque dans le sein d'un magma homogène.

Dans cette première catégorie, on peut ranger certains globules pétrosiliceux primordiaux des perlites tertiaires et les nombreux globules d'origine secondaire, que forme si fréquemment l'opale dans toutes les roches volcaniques.

Cependant de pareils globules sont susceptibles d'agir sur la lumière polarisée à la façon du verre comprimé. Comme la compression ou la distension s'exerce généralement d'une façon symétrique par rapport au

centre, il en résultera des couches sphériques de densités régulièrement variables, et, par suite, entre les nicols croisés, la formation d'une croix noire à contours indécis, dont les branches seront situées dans les plans principaux des nicols, par raison de symétrie. Si l'on rend les nicols parallèles, la croix noire précédente sera remplacée par une croix blanche, présentant un maximum d'intensité lumineuse, complémentaire du minimum précédent; par suite, on observera à 45° des plans principaux des nicols une croix grise, et la précédente croix noire paraîtra avoir tourné de 45° pendant que l'un des nicols aura tourné de 90°. Si, laissant les nicols croisés, on fait tourner la plaque mince sur le porte-objet du microscope, la croix noire restera dans les plans principaux des nicols et ses branches se projetteront ainsi successivement sur toutes les parties du sphérolithe.

Parfois l'action exercée sur le globule colloïde affecte une forme plus compliquée; de là, une incurvation des branches de la croix et, si plusieurs globules voisins ont été influencés dans le même sens, une certaine similitude dans ces anomalies apparentes.

L'opale, la serpentine, la pinite, la matière pétrosiliceuse dans les perlites tertiaires et même la matière vitreuse dans certaines obsidiennes présentent fréquemment ces diverses apparences. Pl. XIII, fig. 4. Pl. XXXV, fig. 4 et 5.

Il est remarquable que des sphérolithes entièrement colloïdes soient doués parfois d'une structure radiale très caractérisée, et l'on peut présumer qu'elle est due à un phénomène de retrait.

Les grains vitreux, isolés par les fissures dans les perlites, présentent parfois une trempe qui leur donne, entre les nicols croisés, des propriétés identiques à celles des sphérolithes colloïdes produits par concrétion. La partie extérieure des globules polarise plus vivement que la partie interne, de telle sorte que la croix noire présente à son centre une large portion obscure. Il arrive même que le globule n'est plus illuminé que suivant quatre petits segments à sa périphérie. Pl. XXXI, fig. 1 et 2.

Si l'on sectionne le globule avec précaution, il semble perdre toute action sur la lumière polarisée au voisinage du centre; les portions super-

ficielles, plus fortement comprimées, ayant été éliminées par l'usure; un choc violent supprime tout phénomène de trempe.

Sphérolithes en partie colloïdes, en partie cristallisés.

Dans certains sphérolithes encore fortement colloïdes, il s'isole de petits cristaux de différente nature, à contours insaisissables aux plus forts grossissements, qui sont entraînés dans les zones successives de concrétion ; leur action sur la lumière polarisée doit s'ajouter à celle qui peut être due à la compression, et même, dans nombre de cas, cette action est de beaucoup dominante : les contours des ombres sont beaucoup plus nettement accentués, les parties claires se colorent légèrement; cependant l'état encore colloïde de la substance conserve au globule sa régularité de concrétion et son centre en général unique.

Pl. XIV, fig. 1 et 2. Pl. XV, fig. 2. Pl. XVI, fig. 1. Pl. XVIII, fig. 1 et 2.

I. Nous supposerons ici que les cristaux individualisés sont d'assez petite taille et assez éloignés les uns des autres pour échapper à toute action d'orientation cristallographique réciproque, et nous distinguerons d'abord le cas où ces petits cristaux ont un axe de symétrie de figure, se confondant avec un axe d'élasticité (systèmes quadratique, hexagonal, orthorhombique). Pour des raisons de symétrie faciles à saisir, l'axe principal des petits cristaux sera toujours entraîné radialement ou tangentiellement dans les zones successives de concrétions concentriques.

1° Les petits cristaux, entraînés radialement, projetteront leur axe suivant des lignes passant toutes par le centre du sphérolithe; ils ne s'éteindront que lorsque la projection de cet axe sera parallèle ou perpendiculaire aux plans principaux des nicols, d'où suit la production d'une croix noire située précisément dans ces plans principaux.

2° Les petits cristaux, entraînés tangentiellement, donneront naissance à des phénomènes optiques plus complexes, qui seront fonction du point considéré dans le sphérolithe et de la position de son centre par rapport à la section de la lame mince. L'ensemble du phénomène à attribuer à ces petits cristaux tangentiels sera encore une croix noire, située dans les plans principaux des nicols, mais d'autant plus effacée qu'on la considérera plus près du centre du sphérolithe.

II. Si les cristaux entraînés dans la matière colloïde appartiennent aux deux derniers systèmes cristallins, il n'y aura plus en général coïncidence entre l'axe de figure et un axe d'élasticité, sauf dans le cas où des cristaux monocliniques seraient allongés suivant l'orthodiagonale et entraînés radialement dans ce sens. Abstraction faite des cas exceptionnels, le sphérolithe présentera une polarisation d'agrégat.

Sphérolithes entièrement cristallisés.

Nous comprenons, sous le nom de sphérolithes entièrement cristallisés, ceux dans lesquels le rapprochement et le nombre des petits cristaux individualisés sont tels qu'ils peuvent s'influencer les uns les autres.

1° S'ils nagent encore dans une certaine quantité de matière colloïde, ou si les forces cristallines mises en jeu sont intenses, tous les petits cristaux tendront à s'orienter dans un même sens, souvent déterminé par quelque débris ancien d'un minéral similaire voisin. Ce double cas est fréquent dans les porphyres carbonifères, qui présentent des globules pétrosiliceux, concrétionnés autour de débris de quartz s'éteignant simultanément avec les sphérolithes.

Pl. XI, fig. 2.
Pl. XII, fig. 1.

La fig. 23 représente la façon théorique dont les axes des petits cristaux doivent être orientés dans le cas le plus fréquent des globules à extinction, celui où ils s'éteignent dans toute leur étendue simultanément. Mais il arrive souvent aussi que leur extinction se produit par segments multiples, et cependant la constitution intime de chaque segment est bien conforme à l'explication proposée; car, dans plusieurs exemples que résume la fig. 24, chaque segment correspond à un petit débris de quartz de première consolidation orienté comme lui.

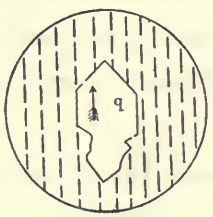


Fig. 23.

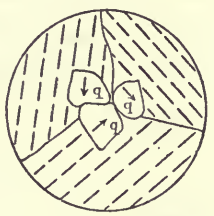


Fig. 24.

q. Quartz central.
Les flèches indiquent les directions d'extinction.

2° Le cas le plus général, que présentent les sphérolithes entièrement cristallisés, est celui où la substance qui les compose se dispose en arborisations microlithiques à centres multiples pour un même globule. Parfois

Pl. XIX, fig. 2.

même, ces arborisations sont dénuées de toute tendance à converger vers des points centraux. La variolite de la Durance, les pyroxènes des laitiers et des verres nous fournissent des exemples de cette catégorie.

Pl. XVII, fig. 2.
Pl. XLVIII, fig. 2.

3° Enfin l'élément cristallin peut se disposer lui-même en cristaux coniques juxtaposés; tel est le cas pour la chlorite, le talc, la calcédoine, certaines zéolithes, les feldspaths, la calcite. Alors chaque aiguille radiale, entièrement cristallisée, doit être considérée isolément, au point de vue de la relation qui existe entre sa direction, dans la coupe du sphérolithe, et celle de ses axes d'élasticité. Ainsi certains globules de la variolite de la Durance rentrent dans cette catégorie et sont régulièrement radiés autour d'un centre commun; alors les cristaux d'oligoclase y donnent une croix noire située dans les plans principaux des nicols, car leur allongement suivant l'arête pg^1 coïncide avec la normale optique, tandis que les rangées de cristaux d'actinote, que contiennent ces mêmes sphérolithes, ne produisent qu'une polarisation d'agrégat. De même, les divers éléments dont se composent les sphérolithes de la diorite orbiculaire de Corse, et notamment l'anorthite et la hornblende, se groupent de façon à donner dans leur ensemble une polarisation d'agrégat.

Il pourra se faire, dans certains cas, que, par suite de la position relative des axes d'élasticité dans chaque fibre, il se produise une croix noire dont les branches feraient un certain angle avec les plans principaux des nicols.

Un cas qui nous paraît beaucoup plus fréquent, est celui où de pareils sphérolithes présentent une croix noire, dont les branches coniques s'étalent suivant un angle déterminé, de part et d'autre des plans principaux des nicols; ce dernier agencement s'explique par la rotation que peuvent subir, autour du rayon du sphérolithe, les petits cristaux entraînés radialement; ici nous admettons que les microlithes sont très allongés dans un sens, et que cet allongement coïncide nécessairement avec le rayon, ce qui limite nécessairement l'écartement de l'axe d'élasticité, par rapport à l'axe de rotation. Tel est le cas du labrador dans les sphérolithes de certaines andésites de Santorin et de ce même minéral

reproduit artificiellement. Prenons pour exemple un feldspath, le labrador; supposons les microlithes allongés suivant l'arête pg^1; par rotation autour de cette arête, l'angle des axes d'élasticité de ses sections avec la direction pg^1 variera entre 0° et une limite λ (qui dans l'espèce sera voisine de 28°); il est clair qu'un sphérolithe régulièrement constitué par des fibres divergentes de labrador, auxquelles on impose pour unique condition d'être allongées suivant l'arête pg^1, donnera entre les nicols croisés quatre branches plus obscures, sous-tendant un angle 2λ et ayant pour bissectrices les traces des plans principaux des nicols.

CROISEMENT DES NICOLS

ET DÉTERMINATION DE L'EXTINCTION

Dans toutes les opérations dont il vient d'être question, nous avons supposé que les nicols étaient croisés. Examinons quels sont les moyens employés pour obtenir exactement ce résultat.

Lorsque deux nicols sont croisés et qu'aucune substance cristalline n'est interposée entre eux, il y a obscurité; il semble donc qu'il suffise, l'un des nicols étant fixe, de tourner l'autre jusqu'à ce qu'on obtienne le maximum d'extinction. Cependant, comme il est assez difficile de juger du moment où cette extinction est obtenue, on a proposé divers autres procédés plus précis.

On interpose entre les nicols une lame de spath taillée perpendiculairement à son axe; quand les nicols sont croisés, cette lame est assez épaisse pour présenter une série d'anneaux traversés par une croix noire. La croix s'efface lorsque les sections principales des nicols font un angle différent de 90°; il en résulte donc un moyen de reconnaître si le croisement est opéré.

Dans le même but, Brézina a proposé un système de deux spaths taillés sous un petit angle, par rapport à leur axe principal, et donnant une certaine figure compliquée, qui s'altère dès que le croisement des nicols n'est pas parfait.

Enfin M. Em. Bertrand a fait connaître un procédé plus sensible encore et qui consiste dans l'emploi d'une lame de quartz d'égale épaisseur dans toute son étendue, composée de quatre quadrants taillés perpendiculairement à l'axe et accolés ensemble. Deux quadrants opposés sont formés de

quartz lévogyre, les deux autres de quartz dextrogyre. Les quadrants se colorent d'une teinte uniforme lorsque les nicols sont croisés (polarisation rotatoire) et prennent des nuances différentes, dès que l'angle des sections principales des nicols diffère tant soit peu de 90°. On s'arrange, en prenant des quartz d'épaisseur convenable, de façon que ces quadrants donnent comme teinte uniforme la coloration de la teinte sensible.

Lorsque les nicols sont croisés, si on interpose entre eux une section mince d'un cristal biréfringent, nous avons vu que cette section se colore en général d'une certaine teinte, et elle ne devient obscure que dans quatre positions déterminées. Pour reconnaître si on a atteint ces positions et si le maximum d'extinction est obtenu, on emploie avec avantage l'un des procédés qui viennent d'être indiqués. Dans le cas où l'extinction est aussi complète que possible, les figures que donne le spath taillé perpendiculairement à l'axe, ou le système des deux spaths de Brézina, ne sont pas modifiées; la lame de quartz de M. Bertrand se colore d'une teinte uniforme. Avec cette lame, si on produit deux petits mouvements à droite et à gauche, de manière à obtenir sucessivement, dans un sens et dans l'autre, une légère inégalité de teinte dans les quadrants, et si on prend ensuite la moyenne des deux positions ainsi reconnues, cette moyenne représente, avec une très grande approximation, la véritable position d'extinction.

Le procédé de M. Bertrand pour fixer les positions d'extinction est encore avantageux en ce qu'il permet d'apercevoir toujours nettement les fils de l'oculaire, tandis que, dans le procédé ordinaire, ces fils sont d'autant moins visibles, au moment de l'extinction, que celle-ci s'opère d'une façon plus parfaite.

Détermination de la position des sections principales des nicols.

Dans la pratique, on a rarement besoin de recourir à ces moyens précis. On sait que la section principale d'un nicol est représentée par la petite diagonale du parallélogramme de sa base. Si l'on a deux fils croisés à angle droit, visibles dans l'oculaire, il suffit de disposer l'un de ces fils parallèlement à la petite diagonale du polariseur; lorsque les nicols seront croisés, l'autre fil sera parallèle à la petite diagonale de l'analyseur; les

directions des deux fils représenteront donc celles des sections principales des deux nicols.

Cependant l'opération, ainsi conduite, ne donnerait qu'une approximation grossière; on l'effectue d'une manière bien plus précise, lorsque, après avoir croisé les nicols, on observe entre ceux-ci un cristal orthorhombique microscopique, vu suivant une face rectangulaire parallèle à l'un de ses plans de symétrie. En effet, un pareil cristal paraît obscur, quand ses arêtes sont parallèles aux sections principales des nicols. On tourne donc le cristal jusqu'à ce qu'il soit éteint, et quand ce résultat est obtenu, les sections principales des nicols sont parallèles aux arêtes du cristal. Il suffit alors de tourner l'oculaire, sans déplacer les nicols ni la préparation, jusqu'à ce que les fils croisés coïncident avec ces deux arêtes.

On vérifie que le cristal présente bien son maximum d'extinction, en employant l'un des procédés indiqués plus haut; mais on peut opérer plus simplement en prenant, au lieu d'un seul cristal, deux cristaux rhombiques entrecroisés. On sera certain que l'un d'eux est éteint, lorsque la teinte de l'autre sera parfaitement uniforme dans toute son étendue; car alors, le plus faible défaut d'extinction du cristal obscur altérerait la teinte de l'autre au point de croisement. Les cristaux de mésotype conviennent particulièrement bien pour cette opération.

Quand la position des fils est ainsi réglée, leur situation, par rapport aux arêtes des sections d'une espèce minérale observée, sert à déterminer les caractères cristallographiques de celle-ci.

POLYCHROÏSME

Absorption.

Aucune substance n'est absolument transparente. Toute matière traversée par un faisceau de rayons lumineux absorbe une certaine proportion de ces rayons, d'où il résulte une diminution d'éclat du faisceau émergent; en outre, comme l'absorption s'opère inégalement pour les rayons des diverses couleurs, le faisceau émergent prend une coloration particulière. Les effets produits sont d'autant plus sensibles que l'épaisseur traversée est plus grande. C'est pourquoi une foule de substances, telles que l'air et l'eau par exemple, qui paraissent absolument transparentes lorsqu'on les observe sous une faible épaisseur, se colorent de teintes diverses quand la lumière les traverse sous des épaisseurs considérables. Pour la même raison, un certain nombre de minéraux, qui présentent des teintes plus ou moins foncées lorsqu'ils possèdent une épaisseur notable, semblent, au contraire, à peu près incolores lorsqu'on les observe au microscope et en section mince. Tel est le cas pour le péridot.

Coloration.

En général, dans les minéraux vus au microscope, l'affaiblissement de la teinte est tellement prononcé, qu'il est quelquefois difficile de reconnaître, au premier abord, un minéral que l'on a jusqu'alors observé seulement en échantillons relativement volumineux. Il résulte aussi, de la propriété dont il est question, que certains minéraux, très foncés et sensiblement opaques lorsqu'on les considère sous un volume un peu notable, deviennent transparents et colorés de teintes particulières, lorsqu'on les observe au microscope en petits cristaux ou en minces lamelles : ils peuvent alors être reconnus et distingués des minéraux opaques. Tel est le cas

pour le pléonaste, la picotite et le fer chromé, qui se présentent fréquemment, dans les coupes microscopiques de roches, sous la forme de granules cristallins, les uns verts, les autres bruns, et qui se distinguent aisément ainsi du fer oxydulé, ou d'autres substances demeurant opaques, quelle que soit la minceur de la coupe.

Ces conséquences, relativement aux colorations des corps vus par transparence, sont les seules qui soient applicables aux minéraux possédant la même élasticité optique dans tous les sens, c'est-à-dire aux substances minérales amorphes et à celles qui cristallisent dans le système cubique. Pour les minéraux appartenant aux autres systèmes cristallins, les phénomènes sont plus complexes.

Polychroïsme dans la lumière polarisée. Pl. XXIII, fig. 1 et 2.

Dans tous ces cristaux, la lumière n'est pas absorbée de la même façon, lorsqu'elle traverse, dans des directions diverses, la matière qui les constitue. De plus, si le rayon incident est polarisé, il est inégalement absorbé dans son ensemble suivant l'orientation de son plan de polarisation par rapport aux axes du cristal, lors même qu'il traverse la substance cristalline dans une direction constante, à moins toutefois qu'il ne suive précisément la direction d'un axe optique; mais, en outre, les différents rayons qui composent un faisceau de lumière blanche sont aussi inégalement absorbés; ainsi par exemple, un cristal qui présente trois axes d'élasticité inégaux, offrira deux teintes différentes, lorsqu'il sera traversé dans le sens de l'un de ses axes par un rayon de lumière polarisée, suivant que le plan de polarisation de la lumière incidente sera parallèle à l'un ou à l'autre de ses deux autres axes.

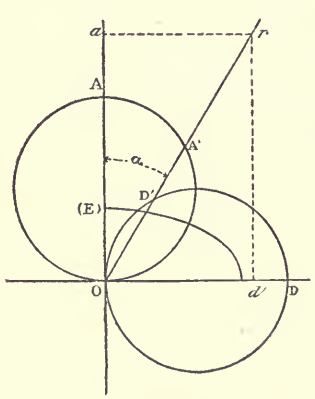


Fig. 25.

On sait qu'un rayon de lumière polarisée, vibrant suivant O*r* et cheminant dans un milieu cristallisé, s'y décompose en deux rayons polarisés à angle droit, vibrant suivant les axes O*a*, O*d*, de l'ellipse de section de l'ellipsoïde (E) par un plan perpendiculaire à la direction de propagation du rayon lumineux.

Si l'intensité du rayon incident Or est prise pour unité, les deux rayons résultants, cheminant séparément, auront pour intensité (fig. 25):

$$Oa = \cos\alpha,$$
$$Od = \sin\alpha.$$

Soient A, D, R les colorations dues au polychroïsme, c'est-à-dire à l'absorption inégale des rayons des diverses couleurs, lorsqu'ils traversent le cristal dans la direction considérée en vibrant suivant Oa, Od, Or.

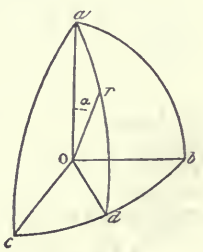
En sortant du cristal, les rayons Oa, Od, résultant du rayon incident, se recomposeront; comme ils vibrent à angle droit, ils ne peuvent pas interférer, et par conséquent leurs effets sur l'œil se superposent; ils donneront donc un rayon émergent dont la coloration sera :

$$R = A\cos\alpha + D\sin\alpha. \qquad (1)$$

R est donc la projection, sur Or, de A et de D. On voit, en faisant varier α, qu'une plaque mince est, à proprement parler, *dichroïque*. La coloration dans un azimut quelconque ne dépend que de la combinaison de deux couleurs fondamentales.

Prenons sur les axes Oa, Od, deux longueurs égales OA, OD; décrivons deux cercles sur OA et OD comme diamètres; la droite Or rencontrera ces deux cercles en deux points A′, D′ tels que le rapport $\frac{OA'}{OD'}$ représentera la proportion des couleurs fondamentales A et D entrant dans le rayon émergent.

Considérons maintenant le cas le plus général, celui d'un rayon polarisé, vibrant suivant une direction quelconque Or, dans un cristal à trois axes d'élasticité inégaux Oa, Ob, Oc (fig. 26); soient α, β, γ les angles que fait Or avec ces trois axes.



Un cristal à deux axes optiques est trichroïque.

Fig. 26.

Nous admettrons que tous les rayons vibrant suivant Or traversent le cristal en se colorant de la même façon; en d'autres termes, *le polychroïsme ne dépend que de la vitesse de propagation du rayon con-*

sidéré. Cette hypothèse est suffisamment vérifiée par l'expérience directe. Elle n'est absolument vraie que lorsque la force élastique développée par le déplacement suivant O*r* se confond en direction avec ce déplacement (voir page 34).

Faisons passer un plan par O*a* et O*r*; il coupe le plan *bc* suivant une droite O*d*; O*a*, O*d* sont les axes de l'ellipse *ard*. Dès lors nous pouvons lui appliquer l'équation (1). Appelons A, B, C, D, R les colorations dues au polychroïsme pour les rayons vibrant suivant O*a*, O*b*, O*c*, O*d*, O*r*.

$$R = A\cos\alpha + D\sin\alpha.$$

Mais O*d* appartient à l'ellipse *bdc*, dont *b* et *c* sont les axes. D est donc la projection de B et C sur O*d*; pour obtenir D sin α, projection de D sur O*r*, il suffit de projeter séparément B et C sur O*r*:

$$D\sin\alpha = B\cos\beta + C\cos\gamma;$$

d'où enfin

$$R = A\cos\alpha + B\cos\beta + C\cos\gamma.$$

Si donc on prend, sur les trois axes d'élasticité, trois longueurs égales OA, OB, OC; si l'on décrit sur ces longueurs comme diamètres trois sphères, les points A′, B′, C′, où la direction O*r* perce ces sphères, découpent des longueurs OA′, OB′, OC′ respectivement proportionnelles aux quantités de couleurs fondamentales A, B, C entrant dans le rayon émergent R.

Un cristal à un axe optique est dichroïque.

On voit que les trois derniers systèmes cristallins sont trichroïques. Un raisonnement analogue montrerait que les systèmes quadratique et hexagonal sont dichroïques.

On mettra le polychroïsme en évidence en faisant tourner soit le polariseur, soit la lamelle, l'analyseur étant supprimé, de manière à faire varier l'orientation du plan de polarisation de la lumière incidente par rapport aux axes de la substance examinée.

Moyens pratiques de constater le polychroïsme.

1° La meilleure manière de réaliser l'expérience consiste à employer comme polariseur un nicol dans lequel la direction de la petite diagonale de la base coïncide avec le plan d'incidence des rayons lumineux sur le miroir du microscope. On laisse le polariseur fixe et l'on fait tourner la

plaque rotative du porte-objets, en ayant soin que le cristal examiné se trouve au centre de rotation.

2° On peut encore faire tourner l'analyseur, en enlevant préalablement le pòlariseur et maintenant la préparation fixe; la mobilité très grande de l'oculaire analyseur que l'on emploie dans ce cas et l'immobilité du minéral en observation rendent le dichroïsme facile à constater; mais le procédé implique une cause d'erreur grave; car le miroir réflecteur polarise la lumière incidente, surtout quand le soleil s'abaisse à l'horizon, et alors les phénomènes d'interférence se superposent à ceux du polychroïsme.

3° Si, au contraire, l'analyseur étant supprimé, on fait tourner le polariseur en laissant la préparation immobile, ce qui est très pratique, il se produit des variations d'intensité dans le faisceau de lumière blanche émergent du polariseur, par suite de la polarisation partielle due au miroir dans une direction constante, et du mouvement imprimé au plan de la section principale du polariseur.

Variations de l'absorption et du polychroïsme.

Les variations du polychroïsme et de l'intensité d'absorption sont très différentes d'une substance à l'autre, même pour des espèces appartenant à une seule famille minéralogique. Il en résulte que ces caractères constituent souvent d'excellents moyens de distinction pour plusieurs minéraux. Ainsi, par exemple, la hornblende est presque toujours fortement polychroïque, l'augite l'est à peine; par suite, quand un fragment de l'un de ces deux minéraux se présente dans une coupe de roche, le diagnostic en peut être fait, lors même que le fragment en question est dépourvu de contours cristallins et ne présente aucun caractère net de structure. Le mica magnésien, la tourmaline sont particulièrement remarquables par l'intensité de leur polychroïsme ou de leur pouvoir d'absorption dans certaines directions. Ainsi une lamelle de mica magnésien, qui se présente suivant une section parallèle à l'axe principal du cristal offre, ordinairement, une teinte jaune clair quand la petite diagonale du nicol polariseur est parallèle au sens de cet axe; elle est d'un brun foncé, presque noir, quand cette diagonale est au contraire perpendiculaire à cet axe; il y a, dans cet exemple, plutôt absorption que dichroïsme. De même pour la tourmaline. L'amphibole, au

contraire, est franchement polychroïque. L'hématite, qui, sous beaucoup de rapports, ressemble au mica magnésien, ne possède pas sensiblement les propriétés précitées ; elle se distingue donc aisément, alors même qu'un de ces deux minéraux se rencontre à l'état de pellicule d'une ténuité extrême au sein de quelque minéral transparent et incolore.

On doit noter ici que tous les minéraux polychroïques appartiennent, à quelques exceptions près, à des espèces douées de coloration foncée.

Les quelques exemples cités plus haut montrent, en outre, que le polychroïsme de certaines espèces minérales est assez faible pour n'être que difficilement perçu en plaque mince. Par conséquent, cette propriété constitue un caractère positif excellent, quand il existe dans un minéral, mais son absence apparente n'a pas la même importance comme caractère négatif.

Il est à remarquer que certaines substances, très polychroïques en plaques épaisses, perdent cette propriété presque entièrement en plaques minces ; telles sont l'épidote, la cordiérite, l'andalousite. D'autres, au contraire, conservent leur polychroïsme, même sous une minceur extrême ; nous citerons ici les exemples du mica noir, de la tourmaline, de la hornblende et de l'hypersthène.

Couleurs et éclat des minéraux dans la lumière réfléchie.

Les données fournies par l'examen des cristaux microscopiques à la lumière réfléchie sont moins importantes ; cependant elles sont loin d'être négligeables. Quand les minéraux sont opaques, elles deviennent très précieuses ; c'est ainsi, par exemple, que l'éclat bleuâtre du fer oxydulé permet de distinguer ce corps du fer chromé, qui paraît brun, et de la pyrite, qui paraît jaune. Quand les minéraux sont transparents, un certain éclat opalin distingue quelques-uns d'entre eux et avertit souvent de la présence d'une infiltration de matière siliceuse ou ferrugineuse.

EMPLOI

DE

LA LUMIÈRE POLARISÉE CONVERGENTE

Lorsqu'on fait traverser une lamelle biréfringente par un faisceau convergent de lumière polarisée et qu'on reçoit les rayons émergents dans un analyseur, on observe des figures d'interférence spéciales, dont la forme varie suivant la direction de la section et la nature du cristal.

Dans les cristaux *à un axe,* les lamelles, taillées perpendiculairement à l'axe optique unique, fournissent une série d'anneaux concentriques traversés par une croix noire, lorsque les nicols sont croisés ; par une croix blanche lorsqu'ils sont parallèles.

Dans les cristaux à deux axes, une lamelle taillée perpendiculairement à un des axes optiques donne une apparence analogue ; mais la croix est remplacée par une courbe à une seule branche.

Enfin, lorsque la lamelle est perpendiculaire à la bissectrice, il se produit des lemniscates concentriques dont les deux foyers sont déterminés par l'écartement des axes optiques. En outre, lorsque les nicols sont croisés et que le plan des axes optiques coïncide avec les sections principales, il existe une croix noire, passant par ces plans principaux. Elle se transforme en deux branches d'hyperbole, lorsqu'on tourne la préparation par rapport aux nicols.

Ces différentes apparences peuvent être expliquées par des considérations analogues à celles qui ont été développées à propos de la lumière parallèle. Elles servent à distinguer les cristaux à un et à deux axes ; mais,

de plus, elles permettent de mesurer l'écartement des axes optiques et aussi de déterminer la nature de leur dispersion. Car les courbes isochromatiques ne se superposent pas entièrement, mais se juxtaposent dans un ordre déterminé pour chaque sorte de dispersion.

De plus, on peut déterminer si la bissectrice est positive ou négative (γ ou α), soit en employant la lame quart d'onde de Dove, soit en se servant de la lame compensatrice en quartz de Biot.

Nous renvoyons aux traités spéciaux pour l'étude plus détaillée de ces questions. On peut prévoir que, dans un avenir prochain, elles seront applicables aux études pétrographiques. Les interférences dues à la lumière convergente nécessitent le passage de la lumière à travers une épaisseur notable de la substance biréfringente à étudier. Les plaques minces semblent par suite rebelles à l'emploi de ce procédé ; cependant quelques essais récents permettent de supposer que le problème n'est pas insoluble.

On augmente la convergence des rayons incidents au moyen d'une double lentille superposée au polariseur; puis on supprime[1] l'oculaire, ce qui permet de rapprocher l'œil de l'objectif surmonté de l'analyseur; ou encore, on superpose[2] une lentille achromatique à l'objectif, en conservant l'analyseur et l'oculaire, de façon à ramener au foyer de l'oculaire un plus grand nombre de rayons à grande divergence, émanant de l'objectif.

Dans l'un et l'autre cas, l'œil reçoit les rayons très divergents, qui sont habituellement arrêtés par les diaphragmes ou par les parois du tube du microscope.

Application pratique aux plaques minces.

Nous pouvons donner les détails pratiques suivants sur l'application, à l'étude des lames minces, des procédés von Lasaulx et Em. Bertrand. Il convient d'employer des objectifs très puissants; les objectifs à immersion sont souvent même nécessaires. L'observation des courbes isochromatiques dans les plaques minces n'est généralement pas possible; mais, le plus souvent, on peut observer le centre de la figure d'interférence.

1. *Von Lasaulx.* Neues Jahrbuch für Mineralogie, 7 mars 1878, page 377.

2. *Em. Bertrand.* Société minéralogique de France, 9 mai 1878, page 22. — *Id.*, 14 nov. 1878, page 96.

LUMIÈRE CONVERGENTE

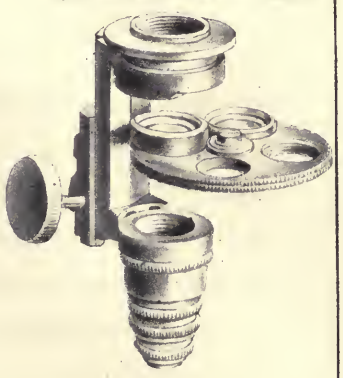
φ.....Angle du plan vertical passant par un axe optique A avec la section principale du polariseur p.

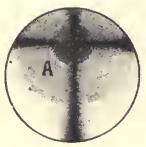
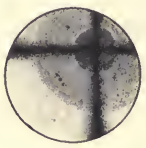
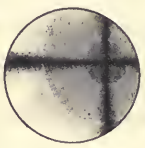
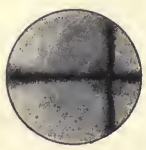
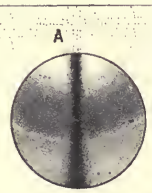
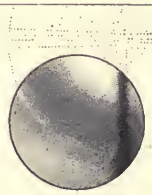
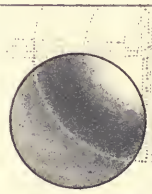
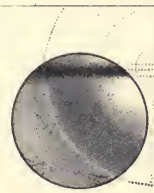
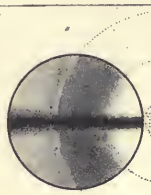
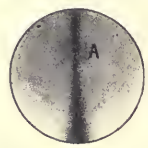
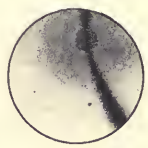
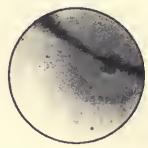
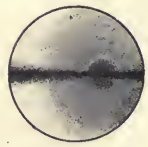
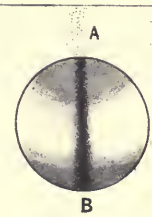
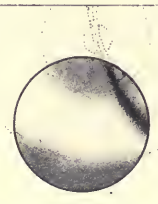
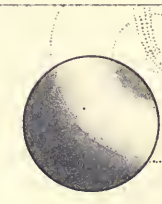
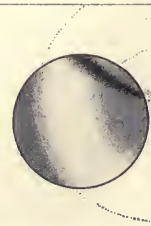
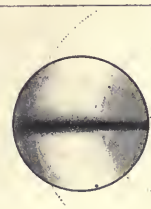
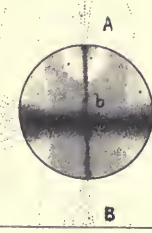
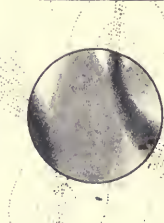
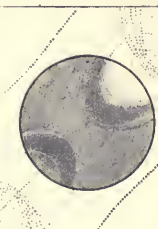
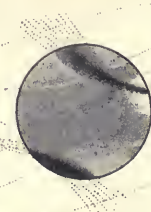
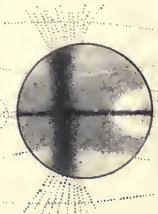
CAS UTILES A CONSIDÉRER.

I et III. A est compris dans le champ du microscope.
II..... A est voisin du champ du microscope.
IV..... L'axe du microscope est intermédiaire entre A et la bissectrice b.
V..... b est dans le champ du microscope.

Les extinctions en lumière parallèle coïncident avec les images de la première colonne $\varphi = 0$. L'ordre des couleurs ne peut changer que dans les cristaux à deux axes (dispersion). Dispositif préférable : objectif n° 3 comme condenseur, avec objectif n° 7 à immersion, dans la glycérine.

App. Bertrand. — Modèle Nachet



	$\varphi = 0$	$\varphi < 45°$	$\varphi = 45°$	$\varphi > 45°$	$\varphi = 90°$
Cristaux à un axe.					
I.					
II.					
Cristaux à deux axes.					
III.					
IV.					
V.					

Dans les minéraux à un axe optique, taillés à peu près perpendiculairement à cet axe, on aperçoit une croix noire faiblement estompée, qui reste fixe dans les plans principaux des nicols croisés, lorsqu'on fait tourner la préparation ; cette croix se disloque quand on introduit entre l'œil et la préparation une lame de mica quart d'onde. On sait que, si l'on place la longueur de ce mica, correspondant au plan de ses axes optiques, à 45° des plans principaux des nicols, la dislocation de la croix noire la transforme en deux branches hyperboliques ; si la ligne qui joint les sommets de ces branches forme une croix (+) avec la longueur du mica, le minéral observé est positif; si elle lui est parallèle (—), la substance est négative.

Avec les cristaux à deux axes, en faisant tourner la préparation, on saisit le passage d'ombres balayantes, à droite et à gauche, qui remplacent la croix noire des substances à un axe.

Les minéraux très réfringents, tels que le zircon, le pyroxène, montrent parfois un ou deux cercles obscurs.

ANALYSE QUALITATIVE DES ROCHES

Divers procédés ingénieux ont été imaginés, dans ces dernières années, pour corroborer les résultats immédiatement obtenus par l'étude optique des plaques minces, et obtenir rapidement des notions sur la composition chimique des minéraux difficiles à spécifier. Ces procédés sont précieux dans certains cas particuliers; ainsi lorsqu'on parvient à isoler une parcelle de feldspath, on arrive à en déterminer approximativement la nature et à contrôler efficacement les données déduites de ses angles d'extinctions.

Nous allons passer en revue le procédé Boricky, basé sur l'attaque par l'acide hydrofluosilicique et la cristallisation des hydrofluosilicates, et le procédé Szabo fondé sur la coloration des flammes à diverses températures, en insistant principalement sur les résultats pratiques qu'on peut en attendre.

Procédé Boricky.

L'acide hydrofluosilicique attaque à la longue la plupart des silicates ; l'hydrofluosilicate de potasse cristallise en cubes, celui de soude en prismes hexagonaux; celui de chaux est susceptible de prendre de nombreuses formes dérivant toutes d'un système dissymétrique : arborisations, fuseaux renflés au centre, parallélipipèdes maclés ou non maclés, à angles assez aigus, etc.

L'hydrofluosilicate de potasse paraît réellement cristalliser dans le système cubique, du moins à la température de 15°; ses cristaux restent constamment éteints entre les nicols croisés. Il est facile de se convaincre que les prismes hexagonaux de l'hydrofluosilicate de soude résultent de macles multiples et ne se rapportent vraisemblablement pas au système hexagonal;

ils présentent souvent des angles rentrants, notamment à leur base, parfois creusée en trémie; leur extinction a lieu suivant la longueur, quand ils sont couchés parallèlement aux arêtes du prisme; les sections hexagonales parallèles à la base restent à peu près constamment éteintes; il suffit donc de retenir au point de vue pratique leur forme hexagonale.

Les extinctions des cristaux de forme variable de l'hydrofluosilicate de chaux ne se font pas toujours suivant les arêtes de leurs sections; leurs couleurs de polarisation sont aussi beaucoup plus vives que celles des prismes hexagonaux de l'hydrofluosilicate de soude.

Formes des fluosilicates.

Les hydrofluosilicates de fer et de magnésie ressemblent par leurs formes à ceux de chaux; il est nécessaire de les attaquer par le chlore à l'état gazeux pour les en distinguer; alors l'hydrofluosilicate de fer se colore vivement en jaune citron, et l'hydrofluosilicate de magnésie devient opaque et nuageux.

Détails pratiques.

Voici dans quelles circonstances pratiques on peut se servir du procédé Boricky : il convient d'abord de se procurer de l'eau, distillée plusieurs fois dans un alambic de platine; il faut également fabriquer soi-même l'acide hydrofluosilicique, celui du commerce, même le plus épuré, étant extrêmement impur. Un procédé pratique consiste à se procurer de l'acide fluorhydrique fumant, obtenu et conservé dans des vases de platine; le commerce le produit suffisamment pur; on met cet acide dans un creuset de platine en contact avec du cristal de roche finement concassé et débarrassé de toute partie phorphyrisée, par un criblage préalable sur le tamis de soie; on donne naissance à une liqueur claire, en laissant l'attaque se continuer plusieurs jours à une douce chaleur. L'acide ainsi préparé ne produit, en attaquant les divers minéraux, que des hydrofluosilicates.

La substance à essayer est cassée en petits fragments, à peine gros comme la tête d'une épingle; on chauffe un verre porte-objet, on le touche avec un lingot de baume Canada solide; on égalise, en réchauffant doucement, la goutte de baume restée adhérente au verre; puis on dépose au milieu, au moyen d'une pince, un fragment du minéral en essai. En passant le verre ainsi préparé sur la flamme d'une lampe, le fragment se fixe

par sa partie inférieure dans le baume; il ne faut pas qu'il s'y enfonce profondément, sa surface supérieure devant rester décapée. On peut aussi opérer sur un fragment de plaque mince ; il convient alors, après avoir nettoyé sa face supérieure au moyen d'alcool et de benzine, de la faire glisser au moyen d'une spatule en bois sur son verre primitif préalablement chauffé et de la déposer par sa face inférieure sur un second verre enduit d'une goutte de baume ; on peut également la laisser sur la glace même au moyen de laquelle on a terminé le polissage; car la face supérieure usée à l'émeri est parfaitement décapée. Pour éviter l'action de l'acide sur le verre, il convient dans ce cas de réchauffer la glace et de la toucher, autour de la plaque mince ainsi que dans les trous qu'elle peut présenter, au moyen d'un bâton effilé de baume de Canada solide.

Ces diverses manipulations prennent à peine quelques minutes; on recouvre ensuite le débris du minéral ou de la plaque mince d'une goutte d'acide hydrofluosilicique, que l'on rend aussi convexe que possible, en puisant l'acide au moyen d'une spatule de platine.

On laisse l'attaque se continuer vingt-quatre heures dans l'air humide, sous une cloche contenant une soucoupe pleine d'eau. Puis on retire les verres et on les porte sous une seconde cloche à air sec, contenant un entonnoir garni de chlorure de calcium ou de toute autre matière desséchante. Quelques heures suffisent alors pour faire cristalliser les hydrofluosilicates qui forment une délicate coupelle sur le baume de Canada. Pour achever leur dessiccation, on est parfois forcé d'exposer les plaques à une douce chaleur.

Il est facile de distinguer *a priori* un minéral contenant de la chaux d'un autre qui ne contient que des alcalis : la coupelle gélatineuse donnée par le premier est blanchâtre, laiteuse par réflexion, jaunâtre et seulement translucide par transparence; la gelée, contenant de la silice et de l'alumine, retient alors une partie du fluosilicate de chaux et ne devient suffisamment transparente que lorsqu'on y a superposé une goutte de baume dissous dans la benzine et un verre mince. Au contraire, les gelées dépourvues de chaux sont absolument transparentes et incolores.

Appréciation du procédé.

Il reste à apprécier au microscope les quantités relatives d'hydrofluosilicate de potasse, de soude, de chaux, etc., qui ont cristallisé. Cette appréciation se fait facilement pour des différences notables : ainsi l'orthose se sépare nettement de l'albite, l'albite de l'oligoclase, l'oligoclase ou le labrador de l'anorthite. La séparation entre l'oligoclase et le labrador est plus difficile, d'autant plus que, lorsqu'un alcali est en petite proportion, comme par exemple la potasse dans l'oligoclase, le procédé n'en décèle pas même une trace : il semble que le fluosilicate de soude ait entraîné mécaniquement celui de potasse dans sa cristallisation.

Évidemment ce délicat et ingénieux procédé n'a pas encore acquis tous les perfectionnements dont il est susceptible ; il est dès à présent précieux lorsqu'on peut l'appliquer à un minéral isolé, et il convient de remarquer qu'il est parfaitement applicable à des fragments presque microscopiques ; mais il cesse d'être utile quand on a affaire à un minéral engagé dans une plaque mince et entouré d'autres minéraux dont il serait nécessaire de le distinguer. Ainsi la plupart des roches contiennent plusieurs espèces de feldspath, soit en grands cristaux, soit en microlithes ; il serait extrêmement intéressant de pouvoir corroborer, par un essai direct, les données dues aux mesures des angles d'extinction ou à l'analyse en bloc de ces feldspaths. Or le procédé Boricky ne donnerait lui même que des résultats en bloc ; car on ne réussit pas à faire cristalliser isolément, dans l'attaque d'une plaque, ces hydrofluosilicates sur les minéraux dont ils proviennent.

Nous avons essayé de graduer pour ainsi dire les attaques et d'en suivre les progrès au microscope : ainsi nous avons pu constater que l'acide fluorhydrique attaque beaucoup plus rapidement l'orthose que l'anorthite, tandis qu'avec l'acide hydrofluosilicique on obtient le résultat inverse.

Nous avons également essayé de prélever des prises d'essai dans la goutte d'acide, au fur et à mesure que l'attaque se développe : il suffit pour cela d'approcher horizontalement un second verre enduit de baume, d'écraser à moitié la goutte d'acide et d'en enlever une gouttelette qui reste adhérente au second verre. En mettant ce dernier sous la cloche à air sec, on obtient des hydrofluosilicates cristallisés, prélevés à des temps différents.

Jusqu'à présent ces divers essais ne nous ont pas donné des résultats suffisamment probants. Différents feldspaths, réduits en lames minces d'égale épaisseur et attaqués simultanément par de l'acide hydrofluosilicique d'égale concentration, ont été à peu près également attaqués en temps égaux; quand on a juxtaposé les lamelles sur une même préparation, les hydrofluosilicates se sont mélangés. Les minéraux, aux diverses phases de leur attaque, se creusent de figures de corrosion, remplies de gelée amorphe, qui reproduisent les formes primitives de la substance; il peut y avoir là aussi quelques données utiles sur l'orientation et la forme du minéral en expérience; mais dans l'étude des feldspaths, la plus ardue qui s'offre actuellement en pétrographie et celle dont les résultats influeront le plus directement sur une classification rationnelle des roches, il reste à découvrir une application heureuse du procédé Boricky à l'étude de plusieurs feldspaths à divers états, juxtaposés dans une même plaque mince.

Procédés chimiques accessoires.

Les procédés chimiques par voie d'attaque sur les plaques minces elles-mêmes sont encore susceptibles de quelques autres applications pratiques : ainsi on peut attaquer directement par l'acide chlorhydrique un grand nombre de minéraux, tels que l'anorthite, le péridot, la néphéline, etc.

L'apatite peut être dissoute au moyen d'une goutte d'acide azotique préalablement saturé de molybdate d'ammoniaque. Il se produit un précipité cristallin jaune, surtout abondant au voisinage des cristaux attaqués.

L'acide sulfurique peut être employé avec avantage pour déceler la présence de la chaux, au moyen des petits cristaux de gypse qui se forment par dessiccation. Encore convient-il d'employer cet acide en petite quantité et dilué ; car, concentré, il attaque le baume de Canada.

Nous renvoyons à l'étude de chaque minéral pour de plus amples détails.

Procédé Szabo.

Le procédé Szabo est principalement basé sur la coloration communiquée à la flamme d'un bec Bunsen par les alcalis (soude et potasse) contenus dans un petit fragment du minéral à essayer, on estime cette coloration dans deux parties de la flamme : la première, moins chaude, est située à la

base de la flamme, à environ $0^m,005$ du bec, dans l'enveloppe oxydante; la seconde, donnant le maximum de chaleur, est située plus au centre, à peu près en face de la pointe de la partie interne bleue réductrice de la flamme, le bec une fois coiffé de sa cheminée et à environ $0^m,01$ au-dessus de celui-ci. Une troisième estimation a lieu dans cette même partie chaude, après que l'on a enduit le fragment du minéral avec du sulfate de chaux pulvérisé[1].

Soude. A chaque essai on juge, à l'œil nu, de l'intensité de la flamme jaune due à la soude, et surtout de l'espace de la flamme envahi par la coloration jaune. Ainsi un mince filet jaune sur le bord de la flamme représente l'intensité 1 pour la soude, dans le *premier essai:* l'intensité 2 envahira le tiers environ de la flamme, sans atteindre sa pointe extrême; l'intensité 3 occupera la moitié de la flamme et atteindra sa pointe; l'intensité 4 colorera les deux tiers de la flamme et dépassera sa pointe du côté opposé à celui où on introduit le fragment en essai. Pour plus de commodité, on peut peindre et avoir sous les yeux un tableau représentant en grandeur naturelle ces quatre intensités et envahissements de la flamme.

Le *second* et le *troisième* essai donnent lieu pour la soude à des appréciations analogues que l'on peut facilement intercaler entre cinq types un peu plus colorés et étendus, toutes choses égales, que les quatre précédents. On a ainsi pour la soude deux tableaux, le premier se rapportant au premier essai (flamme moins chaude, fig. 27), le second aux deux derniers essais (flamme chaude avec et sans gypse, fig. 28); ces trois essais sont ainsi traduits par trois estimations en chiffres, par exemple 3, 4, 5.

Potasse. Pour juger de l'intensité de coloration communiquée à la flamme par la potasse, il faut éliminer l'influence due à la soude; on se sert à cet effet de verres colorés en bleu par le cobalt; si l'on regarde à travers des verres trop bleus, on élimine bien toute l'influence due à la soude, mais on risque également de laisser échapper celle de traces de potasse; des

1. Les appareils employés pour le spectroscope peuvent être utilisés dans le procédé Szabo. Ce procédé est le développement d'une méthode déjà précédemment connue, inaugurée par Bunsen et perfectionnée par Cartmell, Merz, Cornwall et Plattner.

verres trop peu colorés, lorsque la flamme de la soude est intense, en laissent voir une partie qu'on attribuerait à tort à la potasse.

Marche des essais.

Nous recommandons le procédé suivant, qui nous a donné d'excellents résultats pratiques : à chacun des trois essais précédemment décrits, nous regardons la flamme à travers un verre relativement peu coloré, puis à travers deux de ces verres superposés; chaque observation est représentée par un numéro d'intensité.

Dans le *premier essai* (flamme moins chaude, fig. 29), on peut distinguer trois intensités : le n° 1 représentera une trace rougeâtre sur le bord de la flamme; le n° 2 un quart de la flamme envahi par la coloration rosée; le n° 3 un tiers. La substance essayée donnera, par exemple, pour la potasse, avec un verre, l'intensité 1 ; avec deux verres, l'intensité 0.

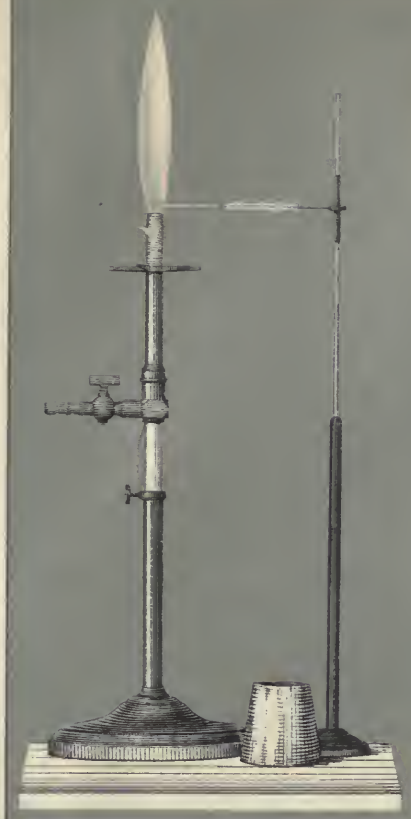
Dans le *deuxième essai* (flamme la plus chaude, fig. 30), on peut également distinguer trois intensités un peu plus marquées que précédemment; enfin, dans le *troisième essai* (flamme chaude avec gypse, fig. 31), la flamme de la potasse peut acquérir une plus grande puissance et dépasser en étendue même la moitié de la surface totale de la flamme; on peut alors distinguer quatre intensités.

On aura donc sous les yeux trois tableaux peints au carmin, représentant, en grandeur naturelle, les flammes plus ou moins envahies par la teinte rosée.

Opération préparatoire.

Voici maintenant comment on peut opérer dans la pratique. On se procure un bec de Bunsen, muni d'une cheminée de tirage et susceptible d'être fixé plus ou moins haut, au moyen d'une vis de pression, dans une gaine portée par un pied garni de plomb; on dispose à côté de cette lampe un support portant une petite tige horizontale, fixée à une tringle verticale, et s'enfonçant à frottement doux dans une gaine immobile. Sur la tige horizontale s'enfilent de petits tubes de verre au bout fermé desquels est soudé à la lampe un fil de platine d'environ $0^m,05$ de longueur. Tout ce matériel (fig. 27) est connu et déjà usité dans le maniement du spectroscope. Au moyen d'une fine pince, on fait une petite boucle d'un millimètre de diamètre au bout du fil de platine; on l'aplatit par quelques coups d'un

PROCÉDÉ SZABO.



Potasse
Essai n°I.
Fig.29.

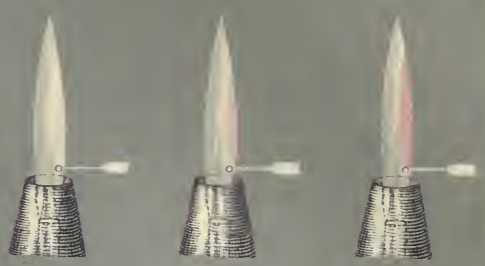


Fig.30. Potasse. Essai n° II.

Fig.31. Potasse. Essai n° III.

Fig.27. Soude. Essai n° I.

Fig.28 Soude. Essais n^os II et III.

Chromolith. du Moniteur, 15, quai Voltaire.

petit marteau sur une enclume en acier; puis on enfile le verre sur la tige horizontale du support, et on porte la boucle dans la partie la plus chaude de la de flamme, jusqu'à ce que cette dernière ne se colore plus; le platine est alors nettoyé et prêt à servir.

On détache au moyen du petit marteau quelques esquilles du minéral à essayer; elles peuvent servir très-petites; cependant les meilleures auront un diamètre d'environ $0^m,001$ et seront aplaties dans un sens. On plonge la boucle de platine dans l'eau distillée; on cueille par adhérence la petite esquille à essayer; on fait faire un demi-tour au petit tube, de telle sorte que la boucle supporte l'esquille, et on l'approche avec précaution de la flamme; il faut laisser l'évaporation se faire très lentement à une température inférieure à 100°; car autrement l'esquille serait projetée et peut-être perdue. Une fois la dessiccation jugée suffisante, on porte brusquement la boucle dans la partie la plus chaude de la flamme; quelques secondes suffisent pour que l'esquille s'agglutine au fil de platine; on la retire de la flamme, on enfile de nouveau le tube de verre sur son support, et l'on est prêt à procéder aux trois essais décrits plus haut.

Il convient d'opérer dans une chambre à demi obscure, de placer derrière la lampe un écran noir, de telle façon que la flamme se projette sur cet écran, enfin d'avoir également devant soi, par exemple accrochés à un mur, les cinq tableaux coloriés (deux pour la soude, trois pour la potasse) qui servent d'échelle.

On saisit alors la lampe dépourvue de sa cheminée; on la fixe dans sa gaine, de telle façon que le bec soit à $0^m,005$ au-dessous de l'esquille immobile, et on approche doucement la lampe jusqu'à ce que l'esquille soit entièrement plongée dans la partie extérieure de la flamme; on attend un tiers de minute que l'équilibre de température se soit établi; notons en passant que, lorsque l'esquille n'est pas d'une dimension exagérée, cette température peut être considérée comme constante pour chaque essai.

Premier essai.

On estime alors l'intensité de la flamme due à la soude, et on la note. Puis on saisit un verre bleu, on regarde la flamme au travers, et on estime une première fois l'intensité de la coloration due à la potasse; on la note.

On superpose un second verre bleu au premier, et on note de nouveau l'intensité constatée.

Deuxième essai.

L'esquille est alors retirée de la flamme, par déplacement de la lampe, qui est coiffée de sa cheminée et surbaissée convenablement, de façon que le sommet de la cheminée soit à environ 1 centimètre au-dessous de l'esquille restée immobile ; on approche de nouveau la lampe, et on procède de même qu'au premier essai, en comparant seulement les intensités des flammes au deuxième tableau pour la soude et pour la potasse.

Après cet essai, l'esquille est généralement fondue et fort adhérente au fil de platine ; on enlève le tube de verre, on fait adhérer sur la perle obtenue un peu de sulfate de chaux bien pur, porphyrisé, en la mouillant d'eau distillée, et on commence le troisième essai, en se référant pour la soude au deuxième tableau, pour la potasse au troisième.

Les notes prises peuvent être groupées comme il suit :

Applications du procédé Szabo.

SUBSTANCE A ESSAYER.	1er ESSAI (Flamme moins chaude).			2e ESSAI (Flamme chaude).			3e ESSAI (Flamme chaude avec gypse).		
	SOUDE.	POTASSE.		SOUDE.	POTASSE.		SOUDE.	POTASSE.	
		1 verre.	2 verres.		1 verre.	2 verres.		1 verre.	2 verres.
Orthose et microcline. . . .	3	1	0	3	2	1	4	4	3
Albite.	4	1	0	5	2	0	5	3	0
Oligoclase.	3	1	0	4	2	0	5	3	1
Labrador	3	1	0	4	2	0	4	2	0
Anorthite	1	0	0	2	0	0	3	1	0
Dipyre grenu.	5	2	0	5	3	0	5	3	0

On les compare ensuite avec quelques séries d'observations déjà faites sur des corps bien connus.

M. Szabo ajoute à ces observations des notes prises sur la fusibilité à chaque essai ; ces notes peuvent être utiles dans certains cas, mais elles ne nous ont pas paru conduire à des séparations aussi précises que celles dues aux flammes ; en tout cas il faut tenir compte alors de la dimension des

esquilles et opérer avec des fils de platine extrêmement fins, d'un calibre absolument constant.

Le procédé Szabo donne des résultats d'une précision réellement surprenante, lorsqu'on s'en tient à une même série minéralogique, celle des feldspaths, par exemple ; il permet alors d'apprécier la quantité des deux alcalis (potasse et soude) contenus ; comme la loi de Tschermak, relative aux quantités respectives de soude et de chaux contenues dans les feldspaths, est pratiquement applicable à tous leurs mélanges, le procédé Szabo permet de séparer non seulement les feldspaths, orthose, microcline, albite, oligoclase, labrador, anorthite, mais encore d'apprécier si l'on a affaire à des mélanges de labrador et d'oligoclase (andésine), de labrador et d'anorthite (bytownite).

Mais toute comparaison cesse d'être possible, quand on sort d'une série minéralogique déterminée et bien étudiée; ainsi les pâtes vitreuses des roches éruptives donnent des résultats qui ne peuvent être comparés à ceux des feldspaths; il en est de même pour les wernérites, et, à ce point de vue, le procédé Boricky, quoique moins sensible, est d'une application plus générale, outre qu'il donne également des notions sur la teneur en chaux des minéraux essayés.

Nous avons consigné ci-dessus quelques résultats obtenus avec des minéraux bien connus, au moyen d'une échelle de teintes et de verres bleus dont on retrouvera précisément la spécification en se servant des mêmes minéraux. Le mieux est, d'ailleurs, de se créer à soi-même des termes de comparaison définis auxquels on rapportera les substances inconnues à essayer.

PROCÉDÉS D'EXTRACTION

DES MINÉRAUX ÉLÉMENTAIRES D'UNE ROCHE.

Les ingénieux et délicats procédés décrits plus haut ne s'appliquent qu'à des minéraux isolés; ils sont surtout utiles quand on veut avoir une détermination approximative rapide d'un minéral, ou quand il n'est pas en quantité suffisante pour qu'on puisse en faire une analyse chimique complète.

Ils ajoutent donc un intérêt particulier à toute méthode qui permet d'isoler rapidement les éléments minéralogiques d'une roche.

Triage mécanique.

On peut, dans quelques cas, se contenter d'un triage mécanique à la main. On commence par concasser la roche dans un mortier d'acier, en ayant soin de procéder par choc et non par broyage; puis on fait passer la poudre à travers trois tamis; deux d'entre eux, munis de toiles métalliques, ont des mailles espacées de 1^{mm}, et de $0^{mm},5$; le troisième est en soie et ses mailles sont espacées de $0^{mm},2$. Selon le but que l'on se propose, on recueille tantôt la poudre qui a traversé le premier tamis et a refusé de franchir le second, tantôt celle qui, ayant traversé le second tamis, a été arrêtée par le troisième.

On éparpille alors la poudre sur une plaque de verre dépoli; sous cette plaque on étend une feuille de papier blanc, s'il s'agit de trouver des minéraux fortement colorés, tandis qu'on prend au contraire une feuille de papier noir, vert ou bleu, lorsqu'on veut recueillir des cristaux blancs ou peu colorés. Le contraste entre la couleur du papier et celle du minéral aide à distinguer ce dernier. On procède alors en se servant de l'œil ou mieux de

la loupe et d'un fragment de bois, une allumette à pointe émoussée par exemple, qu'on trempe dans l'eau contenue dans un petit godet de verre et avec laquelle on s'empare des petits fragments cristallins attirés par la capillarité. Pour détacher les fragments, il suffit de plonger l'allumette dans l'eau du godet; le cristal se détache, tombe au fond et va se réunir à ceux qui sont déjà rassemblés. A la fin de l'opération, on vide l'eau du godet, et on déssèche la poudre. En opérant de la sorte, il suffit en général d'une ou de deux journées de travail, pour récolter environ un gramme de matière, quantité suffisante pour une analyse exacte.

Avant d'employer la poudre, il est nécessaire de lui faire subir une autre opération : on dispose cette poudre en traînée le long d'une lamelle de verre et on l'observe au microscope avec un faible grossissement; si quelques fragments de matière étrangère s'étaient introduits, on les apercevrait aisément et on les ferait tomber en les repoussant avec une aiguille fine emmanchée. Dans cet examen au microscope, il est utile d'opérer parfois à la lumière polarisée, qui exagère la dissemblance de couleur entre deux minéraux, ou fait apparaître des caractères optiques particuliers.

Electro-aimant.

L'opération peut être souvent simplifiée par l'emploi d'un électro-aimant. Si on prend un électro-aimant en communication avec une pile et qu'on le promène au milieu d'une roche pulvérisée, les minéraux ferrugineux s'y fixeront, et il suffira d'interrompre la communication, pour que ces parcelles retombent dans un récipient préparé pour les recevoir. On emploie dans ce but une pile d'éléments Bunsen grand modèle, qu'il est avantageux de disposer en séries parallèles; plus le nombre des éléments est considérable et moins est grande la proportion de fer contenue dans les derniers minéraux enlevés par l'électro-aimant; mais, sauf pour le fer oxydulé, on n'obtiendrait aucun résultat au moyen d'un simple barreau aimanté. Deux ou trois éléments suffisent pour la hornblende, l'augite ou l'olivine riches en fer; mais il est nécessaire de prendre une pile de huit éléments pour les minéraux pauvres en fer; avec un appareil Graham mû par une machine Lenoir, on peut recueillir en quelques instants le mica magnésien ferrugineux d'un granite. Remarquons cependant que la chlorite, qui con-

tient une proportion de fer relativement considérable, est absolument rebelle à ce traitement.

Dans beaucoup de cas, il est préférable de ne pas pousser l'opération trop loin et d'achever le triage mécaniquement et à la loupe.

Acide fluorhydrique.

L'acide fluorhydrique est aussi un agent précieux pour obtenir certains éléments et particulièrement le pyroxène. On pulvérise la roche, on dispose une certaine quantité d'acide fluorhydrique concentré et très pur dans une capsule de platine de $0^m,08$ environ de diamètre et on y verse la poudre assez doucement, pour éviter un bouillonnement trop violent et susceptible de faire déborder le liquide, mais assez rapidement pour que la température s'élève et que le bouillonnement soit modéré. Ainsi on peut introduire environ 30 grammes de matière en cinq minutes. Pendant l'effervescence, on ne cesse de remuer le mélange avec une spatule en platine emmanchée. Quand l'acide a fini d'accomplir son action, les différents minéraux sont transformés en fluorures et fluosilicates, sauf les minéraux ferromagnésiens, qui sont généralement inattaqués. La silice et l'alumine forment une gelée épaisse. On fait alors couler un filet d'eau dans la capsule; on écrase la gelée avec la spatule de platine, et, après quelques minutes de lavage, lorsque tout danger de contact avec l'acide fluorhydrique a disparu, on écrase le résidu avec le bout du doigt nu ou revêtu d'un doigtier en caoutchouc. La grande différence de densité entre la gelée et les minéraux inattaqués permet d'entraîner la première; les seconds demeurent seuls au fond de la capsule, et il ne reste plus alors qu'à sécher la poussière cristalline et à la recueillir.

L'acide fluorhydrique attaque d'abord les matières amorphes, puis les feldspaths, puis le quartz cristallisé, et enfin les silicates ferrugineux et le fer oxydulé. Les différents temps de l'attaque sont assez marqués pour qu'on puisse dans beaucoup de cas séparer ainsi les divers éléments d'une roche. On peut donc s'en servir utilement pour extraire le feldspath d'une roche riche en matière vitreuse. Il suffit pour cela d'arrêter brusquement l'action de l'acide, en étendant d'eau, avant que les feldspaths aient été attaqués.

Si, par exemple, on traite une ponce, mélange de matière amorphe et

de minéraux cristallins, on attaque successivement la matière amorphe, les feldspaths, puis l'olivine, le fer oxydulé, l'amphibole, le pyroxène. Si l'on arrête l'opération après l'attaque des feldspaths, on peut avec un barreau aimanté séparer le fer oxydulé, avec l'acide azotique étendu dissoudre le péridot, et finalement il ne reste que du pyroxène. S'il existait, en outre, de l'amphibole dans la roche, ce minéral resterait avec le pyroxène, et il conviendrait d'appliquer alors le triage mécanique pour leur séparation mutuelle. Il en serait de même si on voulait recueillir le péridot.

Lorsque les poudres sont extraites, on peut les soumettre à divers essais chimiques, attaque par les acides, etc., et, après chaque opération, on ne manque pas de s'assurer au microscope de l'effet de la réaction.

Quand un silicate est soumis à l'action rapide de l'acide fluorhydrique concentré, l'attaque procède de la périphérie vers le centre, de telle façon que la partie attaquée forme une couche enveloppante; les lavages enlèvent facilement la partie attaquée et laissent un noyau cristallin à surface brillante, ayant conservé son action sur la lumière polarisée, présentant à l'analyse la composition théorique de l'espèce minérale à laquelle il appartient, en un mot offrant tous les caractères qui démontrent que le corps en expérience est intact.

Liqueur de biiodure de mercure et de potassium.

M. Thoulet a récemment imaginé d'appliquer, à la séparation des minéraux de densité différente, la solution de biiodure de mercure dans l'iodure de potassium, sur laquelle M. Churet avait également appelé l'attention dans le même but. Une solution saturée d'iodure de potassium et d'iodure de mercure, à la température de 11°, atteint une densité de 2,77; cette liqueur permet donc la séparation des feldspaths entre eux; elle élimine immédiatement les minéraux plus lourds, tels que le mica noir, le pyroxène, l'amphibole, le sphène; enfin elle peut se combiner utilement avec l'emploi de l'électro-aimant et de l'acide fluorhydrique.

Grâce à l'emploi d'appareils très simples en verre, on peut obtenir ainsi rapidement un triage qualitatif et même quelquefois quantitatif.

L'appareil, employé par M. Thoulet (fig. 32), se compose d'un tube de verre, gradué en centimètres cubes, d'un diamètre de $0^m,02$, d'une longueur

de 0^{m},15, soudé à un robinet assez large, sous lequel s'embranche un tube montant, à petit diamètre, muni d'une boule et terminé par un tube en caoutchouc dont le bout est destiné à être porté aux lèvres. Il convient que le tube en verre montant soit assez élevé pour ne jamais former siphon; car la liqueur est corrosive et vénéneuse.

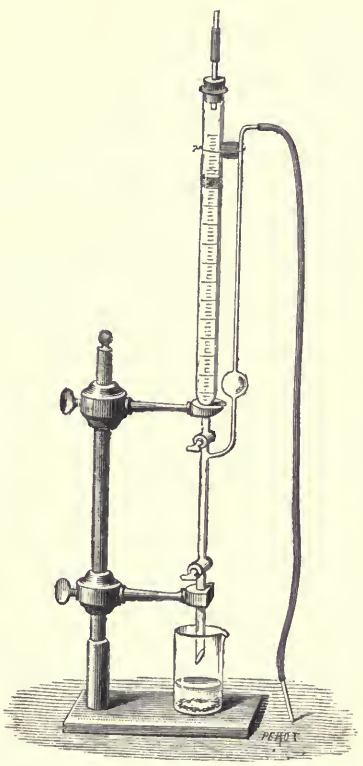


Fig. 32.

Au-dessous du premier robinet, se trouve un petit réservoir de même diamètre que le trou d'écoulement, terminé par un second robinet. Voici maintenant la partie pratique de l'opération.

Préparation de la liqueur.

On sature à chaud une certaine quantité d'eau distillée avec de l'iodure de potassium, on ajoute du biiodure de mercure jusqu'à dissolution complète de ce dernier sel; on ajoute de nouveau alternativement de chacun des deux iodures jusqu'à refus; on filtre ensuite, après refroidissement complet, dans du papier à filtrer épais, à cause du poids de la liqueur, pour éliminer le protoïodure vert de mercure, qui se trouve à l'état d'impureté dans le biiodure, et aussi pour séparer le dépôt cristallin formé par suite du refroidissement.

Pour régénérer la liqueur, étendue d'eau, qui a servi à un triage, on la fait évaporer au bain de sable jusqu'à ce qu'un fragment de quartz flotte à la surface du liquide chaud; on ajoute quelques gouttes d'eau et on laisse reposer pendant une nuit; il faut ensuite séparer par filtration la liqueur mère des cristaux formés pendant le repos; ces cristaux, très solubles, sont repris et dissous dans les liquides étendus provenant d'une opération suivante.

Triage de la roche.

La roche est concassée et réduite autant que possible en grains d'égale grosseur; on isole à la loupe un grain de chacun des minéraux constituants et on en cherche la densité approximative, en les plaçant dans un petit

tube en verre, percé d'un trou fin, et plongeant ce petit tube dans une série d'échantillons de la liqueur de plus en plus étendue et de densité connue.

Des mesures directes ont permis de constater que, dans les limites de la pratique, le mélange d'eau et de liqueur se fait sans contraction sensible ; le chiffre des millièmes en est seul affecté.

Soient V le volume de liqueur de densité maximum D = 2,77,

V′ le volume d'eau ajouté,

Δ la densité du mélange,

on a $$\Delta = \frac{VD + V'}{V + V'} \text{ et } V' = \frac{V(D - \Delta)}{\Delta - 1}.$$

Un simple calcul permet donc de déterminer la quantité d'eau qu'il faut ajouter à un volume déterminé de liqueur concentrée, pour arriver à une densité donnée.

Reprenons maintenant l'essai au moyen du petit tube percé que l'on plonge dans des liqueurs de densité décroissantes, après l'avoir chaque fois soigneusement lavé et séché pour éviter d'altérer les densités connues de chaque échantillon ; supposons que cet essai ait montré que le minéral à isoler flotte dans la liqueur de densité Δ_1 et tombe dans celle de densité Δ_2 ; il est clair qu'en mettant la roche convenablement pulvérisée en suspension dans l'appareil rempli de liqueur Δ_1, tous les minéraux plus lourds tomberont au fond après un repos suffisamment prolongé, et pourront être éliminés ; on ajoute alors une quantité d'eau suffisante pour arriver à la densité Δ_2, et le minéral à trier tombe seul et peut être recueilli.

A chaque addition d'eau, il convient d'opérer un brassage bien complet de la poudre et de la liqueur, en insufflant, au moyen du tube en caoutchouc, de l'air dans l'appareil. Dans ce but, on entr'ouvre le robinet supérieur, en ayant soin de commencer à souffler au préalable. Quand la poudre n'est pas trop fine, la liqueur s'éclaircit vite et l'opération prend peu de temps. On recueille les diverses poudres dans des matras en verre, on décante les liqueurs qui serviront de nouveau après filtrage et concentration, et on lave soigneusement à l'eau chaude les poudres obtenues ; le lavage se fait sans aucune difficulté et débarrasse entièrement des traces d'iodure.

Le procédé Thoulet permet donc, en général, d'isoler rapidement une substance de densité inférieure à 2,77; or les feldspaths sont dans ce cas, et ce procédé peut en séparer le quartz; c'est le plus précieux de ses avantages, car tous les autres moyens y avaient jusqu'à présent échoué.

Emploi d'un courant d'eau.

On doit à M. Thoulet un autre procédé de séparation mécanique des minéraux des roches, basé sur l'entraînement variable qu'ils subissent dans un courant d'eau d'une vitesse déterminée. Cette méthode est analogue à celle que Cordier a employée, et aussi à celle qui est usitée pour l'analyse mécanique des terres arables.

L'appareil imaginé par M. Thoulet a l'avantage de s'appliquer parfaitement aux études pétrographiques. Il se compose d'un tube large, muni dans le haut d'un tube plus petit soudé latéralement, et dans le bas, d'un robinet. Le gros tube (fig. 33) contient dans son intérieur un tube de plus petit diamètre, assujetti par un bouchon en caoutchouc, qu'il traverse et au-dessus duquel il s'élève.

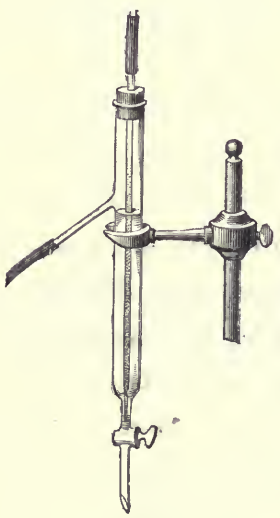


Fig. 33.

On peut opérer de deux façons, en injectant le courant d'eau par le tube central ou par le tube latéral. Le premier procédé convient au nettoyage de minéraux engagés dans une matière bourbeuse, et peut s'appliquer à l'extraction des minéraux des tufs.

Le second procédé permet d'étager dans le tube central des matières pierreuses de densité et de forme différentes. Ainsi le mica est entraîné très haut malgré sa forte densité. Les minéraux lourds et de forme arrondie restent en bas. On règle la vitesse du courant d'eau suivant la nature du triage que l'on effectue; quand l'opération paraît terminée, on arrête doucement le courant d'eau, et l'on ouvre le robinet inférieur qui permet de recueillir successivement telle fraction que l'on veut des matières étagées dans le tube central.

Analyse quantitative.

L'analyse chimique quantitative est l'épreuve suprême à laquelle doit

être soumis tout minéral dont on veut reconnaître sûrement la nature. Elle est donc extrêmement importante et ne peut être remplacée par aucun essai qualitatif. Unie à l'examen optique, elle tranche toute question de spécification minérale.

La préparation des matières sur lesquelles elle doit agir est beaucoup plus difficile que l'analyse elle-même. Quand un minéral est extrait de la roche dans laquelle il était engagé, quand on a vérifié son homogénéité, il est en général aisé de déterminer sa composition élémentaire. Dans le cas de beaucoup le plus fréquent, le corps soumis à l'analyse est un silicate, formé par l'union de la silice avec un petit nombre de composés parmi lesquels figurent particulièrement l'alumine, la potasse, la soude, la chaux, la magnésie, les oxydes de fer et l'acide titanique.

Pour opérer l'analyse d'une telle matière, la méthode, jadis universellement adoptée, exigeait deux opérations : 1° une attaque au carbonate de soude; 2° une attaque à l'acide fluorhydrique. Cette seconde opération conduisait au dosage des alcalis, la première donnant seulement la proportion des autres éléments. Elle était basée par conséquent sur l'usage d'un réactif, le carbonate de soude, qu'il est difficile d'obtenir à l'état de pureté et qu'il fallait cependant employer en très grande quantité. L'attaque par ce réactif a d'ailleurs l'inconvénient de ne se faire qu'avec accompagnement de boursouflures et de projections nuisibles au succès de l'opération.

L'attaque à l'acide fluorhydrique est aussi plus difficile qu'on ne le croit généralement, car il est des minéraux qui résistent avec une énergie extraordinaire à l'action de ce réactif. Enfin le reproche le plus grave, parmi ceux que l'on peut adresser à cette méthode se fonde surtout sur la double opération et par conséquent sur le poids double de matière qu'elle exige.

Cette dernière considération doit avoir un grand poids auprès de tout minéralogiste, qui connaît la nécessité de n'expérimenter que sur des matières pures et qui sait, d'autre part, combien les triages préalables exigent de soins et de patience.

La méthode imaginée par M. H. Sainte-Claire Deville écarte toutes ces difficultés. Elle ne nécessite qu'une seule opération et, par conséquent,

qu'une seule dose de la matière à analyser. Elle remplace le carbonate de soude par celui de chaux, composé qui s'obtient aisément à l'état de pureté, qui n'a besoin d'être employé qu'en petites proportions pour l'attaque des silicates et qui produit avec eux des composés fusibles sans boursouflement et sans projection. Si l'on fait abstraction du chlorure de platine (dont on se sert également d'ailleurs dans les deux méthodes) et du carbonate de chaux, elle ne met en usage que des réactifs volatils, qui n'introduisent par suite aucune impureté dans le cours de l'analyse.

L'eau, les acides nitrique et chlorhydrique, l'acide fluorhydrique, l'ammoniaque, sont distillés et conservés ensuite dans des vases de platine. L'acide oxalique est également volatilisé et conservé ensuite dans des vases de platine. Le nitrate et l'oxalate d'ammoniaque sont fabriqués à l'aide de ces réactifs, mais peuvent être conservés sans inconvénient dans des vases de verre.

Le carbonate de chaux est obtenu en décomposant par la chaleur l'oxalate de chaux, qui provient du traitement d'un sel de chaux soluble et déjà aussi pur que possible par l'oxalate d'ammoniaque pur.

Le chlorure de platine est fabriqué à l'aide des acides chlorhydrique et nitrique distillés et conservés comme il a été dit ci-dessus.

Si les vases de platine font défaut à l'opérateur, la marche de l'analyse n'en est pas modifiée; le défaut de pureté absolue des réactifs lui enlève seulement une partie de sa précision.

Fusion avec le carbonate de chaux.

La plupart des silicates qui entrent dans la composition des roches ne sont pas sensiblement attaqués par les acides. Pour les rendre attaquables, on les mélange avec un poids de carbonate de chaux bien desséché, au plus égal au leur. On opère sur un poids de substance qui peut varier de 1 gramme à 5 décigrammes.

Attaque par l'acide nitrique.

Le mélange de la matière à analyser et du carbonate de chaux est effectué aussi intimement que possible dans un petit creuset de platine, au moyen d'une spatule de même métal. On chasse ensuite doucement l'acide carbonique du carbonate de chaux à la flamme d'un bec Bunsen. Quand cette opération est terminée (ce dont on s'assure par la constatation de la perte de poids qui se produit), on porte le creuset sur la flamme du chalu-

meau Schlœsing ou dans le fourneau Forquignon, soufflé par une trompe, et l'on effectue la fusion, qui a lieu rapidement.

Après refroidissement, la masse vitreuse, que l'on obtient, est détachée du creuset par une malaxation de celui-ci, puis concassée et pulvérisée dans un mortier d'agate recouvert d'une peau de chamois, percée d'un trou dans sa partie centrale pour le passage du pilon. La poudre résultant de cette opération est introduite dans une capsule de platine et pesée. On l'humecte de quelques gouttes d'eau et on verse dessus environ 15 grammes d'acide nitrique concentré, mais non fumant. Au bout de quelques minutes, le mélange, agité légèrement avec une spatule de platine, s'échauffe et se transforme en une gelée transparente.

Cela fait, on évapore à sec le produit de l'attaque, pour rendre la silice insoluble. On fait suivre l'évaporation d'une légère calcination sur le bec Bunsen, calcination que l'on pousse jusqu'à ce que l'on voie apparaître quelques vapeurs rutilantes. En ce moment, les nitrates de fer et d'alumine, formés lors de l'attaque par l'acide nitrique, se trouvent décomposés ainsi qu'une petite quantité de nitrate de chaux. Il s'agit de recomposer ce dernier. Pour cela, on fait bouillir la matière avec une solution de nitrate d'ammoniaque.

L'alumine et le sesquioxyde de fer sont sans action sur ce sel ; au contraire, la chaux le décompose ; il se fait du nitrate de chaux et de l'ammoniaque se dégage.

Silice, alumine et oxyde de fer.

On décante sur un filtre. La silice, l'alumine et l'oxyde de fer restent insolubles ; les nitrates alcalins et alcalino-terreux passent avec la solution.

Les éléments chimiques de la matière analysée sont donc ainsi séparés en deux parts. Considérons successivement l'une et l'autre.

Pour traiter la première part, on dépose le filtre dans la capsule, où se trouvent ainsi réunis la silice, le fer, l'alumine, l'acide titanique, et on verse dessus une vingtaine de grammes d'acide nitrique. Le papier du filtre se dissout dans l'acide nitrique et facilite la dissolution de l'oxyde de fer.

Quand le fer et l'alumine sont entièrement dissous, on filtre de nouveau et l'on isole ainsi la silice et l'acide titanique. On les pèse ensemble.

Pour séparer ensuite ces deux composés, on les arrose d'acide fluorhydrique en excès et l'on chauffe doucement. La silice s'en va à l'état de fluorure de silicium, l'acide titanique reste. On le pèse et, par différence, on a le poids de la silice.

Quant à la solution de fer et d'alumine, on l'évapore à sec ; on calcine le résidu et on le pèse.

Pour séparer ensuite l'un de l'autre les deux oxydes en question, on les soumet dans un tube de platine à l'action de deux courants consécutifs, l'un d'hydrogène, l'autre d'acide chlorhydrique secs. Le fer est entraîné à l'état de chlorure, l'alumine reste isolée; on la pèse. On dose le sesquioxyde de fer par différence, mais on peut aussi recueillir le chlorure et doser directement le fer qu'il contient.

Nitrates alcalins et alcalino-terreux.

La solution renfermant la chaux, la magnésie, la potasse et la soude, est traitée par l'oxalate d'ammoniaque. La chaux, isolée par filtration à l'état d'oxalate, est calcinée et pesée à l'état de chaux caustique.

Le liquide filtré est évaporé. Le résidu que l'on obtient est calciné avec un excès d'acide oxalique qui transforme les nitrates en carbonates. Le carbonate de magnésie, étant sensiblement insoluble à chaud, est séparé par filtration. La solution des carbonates alcalins est traitée par l'acide chlorhydrique.

La liqueur est évaporée ; les alcalis sont pesés ensemble à l'état de chlorures, puis redissous. Le liquide que l'on obtient est traité par quelques gouttes d'une solution de chlorure de platine, et la potasse est pesée à l'état de chloroplatinate ; la soude est dosée par différence. On peut encore doser directement la potasse par les procédés récemment inventés par M. Carnot[1].

1. Comptes rendus de l'Académie des sciences, 31 juillet et 7 août 1876; 25 juin et 30 juillet 1877; 18 février 1878.

DÉFORMATIONS ET IMPERFECTIONS

DES MINÉRAUX DANS LES ROCHES.

Les minéraux contenus dans les roches, taillées en lames minces, se montrent presque toujours plus ou moins déformés et imparfaits; ces irrégularités peuvent être attribuées aux causes suivantes :

1° Début de la cristallisation, production d'un état intermédiaire entre l'état amorphe et l'état cristallin;

2° Conditions mêmes de toute cristallisation;

3° Variations dans la composition du milieu pendant que la cristallisation s'opère;

4° Présence de cristaux déjà formés dans le magma primitif non encore solidifié;

5° Mouvements divers;

6° Action des fluides gazeux ou liquides existant au sein du magma encore fondu ou pâteux;

7° Altérations chimiques immédiates;

8° Altérations chimiques médiates.

Nous allons examiner successivement l'influence de chacune de ces causes.

I.

DÉBUT DE LA CRISTALLISATION, PRODUCTION D'UN ÉTAT INTERMÉDIAIRE ENTRE L'ÉTAT AMORPHE ET L'ÉTAT CRISTALLIN.

Cristallites.
Pl. XVI, fig. 1 et 2.

Les particules d'un corps, soumises à l'action des forces qui tendent à donner à celui-ci une forme cristalline régulière, peuvent prendre d'abord un état d'agrégation particulier, qui n'est ni l'état amorphe, ni l'état cristallin proprement dit; le produit, qui résulte de la juxtaposition de ces particules est encore sans effet sur la lumière polarisée; mais il offre déjà une forme plus ou moins régulière, à angles mousses, présentant les caractères d'une symétrie rudimentaire, et dans cet état on lui donne le nom de *cristallite*.

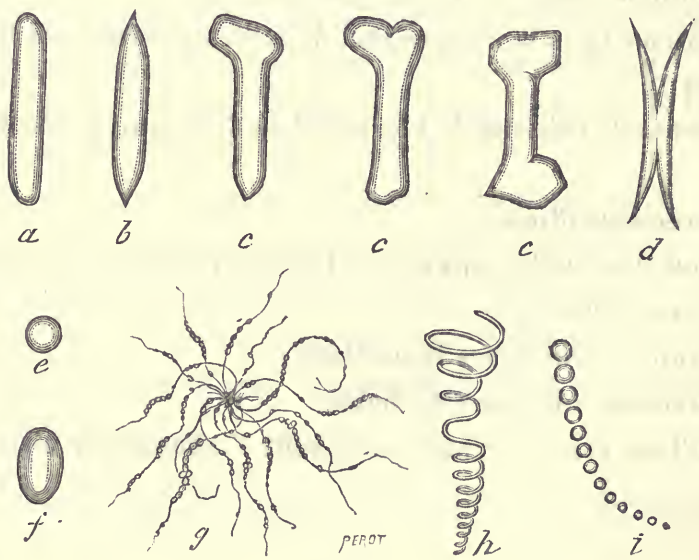


Fig. 34.

Lorsque les cristallites ont l'apparence de bâtonnets droits (*a*, *b*) (*fig.* 34), à extrémités plus ou moins renflées (*c*), ou bifurquées (*d*), on les

appelle plus particulièrement des *longulites,* tandis que s'ils ressemblent à des sphères (*e*), à des ellipsoïdes (*f*), à des amandes, etc., on les nomme des *globulites.* Les longulites, comme les globulites, sont ordinairement transparents et colorés; ils sont tantôt isolés et d'autres fois distribués en chapelets linéaires ou courbes.

Quand les cristallites offrent un aspect qu'on ne saurait mieux comparer qu'à un paquet de cheveux emmêlés (*g*), on les appelle des *trichites;* ils semblent opaques, mais cette apparence n'est qu'une illusion; car avec d'assez forts grossissements, et surtout si on a affaire aux formes les plus simples (*h*), on aperçoit presque toujours les deux parois transparentes du petit cylindre rudimentaire. Certains trichites peuvent aussi être composés par une ou plusieurs séries de globulites (*i*).

Toutes ces variétés de cristallites sont susceptibles de se grouper de manière à prendre des formes très étranges et parfois des plus élégantes; elles constituent des arborisations ressemblant à des feuilles de fougère; elles peuvent, bien que ce ne soit pas le cas le plus général, se rencontrer toutes ensemble dans la même roche.

Le globulite constitue la forme la plus fréquente. Il y a des corps colloïdes qui, ne cristallisant jamais, ne prennent jamais l'état de cristallites; il y a également des corps essentiellement cristalloïdes, que l'on ne connaît qu'à l'état de cristaux; mais la silice, les silicates et surtout le soufre, qui sont intermédiaires entre ces deux catégories de corps, sont susceptibles de prendre les deux états et de présenter les deux séries de formes colloïdes et cristalloïdes, suivant les proportions diverses de chaleur latente qu'ils emmagasinent; ce sont eux qui donnent surtout naissance aux cristallites.

II.

CONDITIONS MÊMES DE TOUTE CRISTALLISATION.

Cristaux polysynthétiques. Pl. XXV, fig. 1 et 2.

Sous l'influence des conditions particulières de la cristallisation, les différentes particules cristallines élémentaires, au lieu de se grouper pour constituer toutes ensemble un cristal de dimensions relativement considérables et de forme semblable à celle de l'individu cristallin élémentaire, peuvent se réunir et s'implanter les unes sur les autres, suivant des formes arborescentes et en apparence dépourvues de toute symétrie cristallonomique. Cependant il importe de remarquer que les petits éléments d'une telle forme conservent leur régularité, qui est discernable à l'aide d'un très fort grossissement. Cette disposition est fréquente pour le fer titané, dont on peut en général distinguer aisément les petits rhomboèdres élémentaires.

Cristaux incomplets.

D'autres fois, le cristal présente des arêtes parfaitement nettes d'un côté et irrégulières d'un autre côté. On attribue cet effet, du genre du précédent, à une disposition des molécules, qui ont commencé à cristalliser régulièrement, mais qui, sous certaines influences accidentelles, ont cessé brusquement de se grouper avec la même régularité.

Parfois encore les cristaux, en se groupant, ont enfermé une certaine quantité de matière amorphe qui, privée de toute communication avec l'espace extérieur, a constitué une inclusion. Les dimensions relatives du cadre et de la matière incluse sont très variables; en général, les véritables inclusions sont formées par une proportion très faible de la substance mère, enfermée au sein du cristal. La forme de la cavité est souvent irrégulière, mais souvent aussi elle reproduit en creux la forme extérieure du cristal qui la possède, et donne naissance à ce que l'on a appelé un cristal négatif. La matière amorphe ainsi renfermée peut, elle-même, produire dans son sein un nouveau réseau de cristaux.

Les changements dans les conditions premières de la cristallisation donnent naissance à des mâcles. Une mâcle simple est constituée par l'accolement ou la pénétration de deux cristaux appartenant à une même espèce et réunis d'après des lois régulières, par rotation de l'un des éléments autour d'un axe parallèle ou perpendiculaire à la face d'assemblage.

Une mâcle multiple résulte de l'union de plusieurs mâcles simples, suivant les mêmes lois. Il résulte de là qu'une mâcle quelconque, qui s'offre dans une section microscopique, y est composée d'éléments cristallins diversement orientés. Ils ne s'éteignent donc pas en général simultanément. Dans deux cristaux accouplés, l'extinction se fera d'ordinaire sous des angles inégaux par rapport à la ligne de jonction; les deux angles seront égaux lorsque la section sera faite perpendiculairement à la face de jonction des éléments de la mâcle et que, d'autre part, l'axe de rotation sera perpendiculaire à cette face, l'angle de rotation étant de 180°.

Lorsque l'axe de rotation de la mâcle coïncide avec un des axes d'élasticité, les deux cristaux mâclés s'éteignent simultanément, quelle que soit leur section ; tel est le cas pour le disthène.

Dans la plupart des cristaux, lorsqu'il y a des mâcles multiples, les différents éléments sont groupés de manière à ce que leurs faces de jonction sont parallèles. Les cristaux d'ordre pair sont orientés de la même façon et il en est de même pour les cristaux d'ordre impair. Tous les éléments d'ordre pair s'éteignent donc ensemble dans une certaine direction et réciproquement les éléments d'ordre impair s'éteignent simultanément dans une autre direction.

Parfois cependant, plusieurs sortes de mâcles sont susceptibles de s'associer entre elles, en formant des réseaux plus ou moins compliqués. Tel est le cas pour les feldspaths tricliniques, et aussi pour un certain nombre de substances à formes limites.

III.

VARIATIONS DANS LA COMPOSITON DU MILIEU PENDANT QUE LA CRISTALLISATION S'OPÈRE.

Pl. LI, fig. 2. La variation de composition du milieu peut provenir du fait même de la cristallisation. On conçoit facilement qu'au sein d'un magma fluide, si une particule cristallise en un point, les éléments chimiques susceptibles de produire, en se combinant, des composés identiques à celui qui vient de se former, seront attirés par celui-ci et contribueront à son accroissement. Le magma fluide se trouvera par suite appauvri; sa composition sera donc modifiée. Les nouveaux dépôts cristallins opérés pourront, par conséquent, différer des premiers au point de vue de la composition chimique, tout en conservant la même individualité minéralogique. Il suffira pour cela qu'il y ait eu, dans les nouvelles couches du cristal, remplacement de certains éléments chimiques par d'autres éléments isomorphes. Ainsi, dans un pyroxène, les couches les premières formées pourront être à base de protoxyde de fer, tandis que la magnésie dominera dans les suivantes ou réciproquement; il en résultera des différences de coloration dans les dépôts emboîtés les uns sur les autres.

La composition du milieu peut encore varier par l'introduction d'éléments étrangers dans son sein, ou au contraire par la soustraction de certaines matières qui s'y trouvaient primitivement contenues. Ainsi, pendant la durée d'une cristallisation, il peut y avoir introduction ou soustraction d'agents oxydants, et par suite, si la matière du cristal est un silicate de fer, le cristal présentera des colorations alternantes brunes ou vertes, suivant l'intensité des influences oxydantes auxquelles il s'est trouvé soumis. Il sera donc composé de zones concentriques, diversement colorées.

Le même effet peut encore être produit par une variation dans la

température ; car généralement un abaissement de température favorise la cristallisation, tandis qu'une élévation de température la suspend. On comprend donc que, si un cristal se forme dans un magma en voie de se refroidir, la marche de son développement dépend de celle du refroidissement du milieu ; à des arrêts dans le refroidissement correspondent des démarcations concentriques de la structure du cristal. C'est à des causes de ce genre qu'il faut attribuer la structure zonée d'un grand nombre de minéraux.

IV.

PRÉSENCE DE CRISTAUX DÉJA FORMÉS DANS LE MAGMA PRIMITIF NON ENCORE SOLIDIFIÉ.

Cristallisations multiples.

La présence de cristaux déjà formés, au sein d'un magma primitif qui n'est pas entièrement solidifié, a dû forcément gêner le développement de cristaux en voie de formation. C'est ainsi que se sont produits des encastrements ou moulages très fréquents dans les minéraux. Il arrive, par exemple, qu'un cristal, possédant déjà des dimensions notables, sert de support et de point de départ à des cristaux de matières différentes, qui par suite se développent inégalement. Trois cas peuvent alors se présenter.

A). Les cristaux implantés se développent seuls, l'accroissement du cristal qui les supporte étant arrêté; dès lors ceux-ci le recouvrent plus ou moins complètement, l'emboîtent et quelquefois même arrivent à l'emprisonner dans leur masse. Un exemple nous est fourni par le développement de la micro-pegmatite autour de débris de quartz ou de feldspath dans les micro-granulites. Pl. XI, fig. 1.

B). Le développement de ces deux ordres de cristaux se fait simultanément: ils produisent alors par leur enchevêtrement un groupement ordinairement irrégulier. Tel est l'enchevêtrement de cristaux de pyroxène et de labrador des laves de Santorin. Pl. XXXII, fig. 1 et 2.

C). Les cristaux de nouvelle formation cessent de grandir, tandis que l'individu qui les supporte continue à grossir; ils se trouvent, dans ce cas, renfermés au sein du cristal plus développé, et y forment des inclusions tantôt irrégulièrement distribuées, tantôt, au contraire, disposées régulièrement suivant les faces d'accroissement de celui-ci. Ce dernier cas se produit notamment quand le cristal primitif subit des temps d'arrêt dans son développement; à chacun de ces moments, il se fait à sa surface des dépôts de petits cristaux qui se trouvent ensuite englobés dans sa masse et y sont régulièrement distribués. Ce cas se présente fréquemment dans la leucite, dont il constitue un des caractères distinctifs.

L'arrangement relatif des cristaux appartenant à différentes substances dépend donc de l'ordre dans lequel s'est opérée la cristallisation; réciproquement, l'ordre de cristallisation des diverses espèces, dans un même magma, est indiqué par la disposition que celles-ci affectent les unes par rapport aux autres. Il est à remarquer ici que, dans les dissolutions, l'ordre de cristallisation ne dépend pas exclusivement de la solubilité; de même, dans les magmas en fusion, il ne dépend pas non plus exclusivement du degré de fusibilité. Dans la leucite, par exemple, on trouve inclus du pyroxène, des feldspaths et d'autres minéraux beaucoup plus fusibles que lui, bien que les uns et les autres aient cristallisé dans un même magma fondu.

Pl. IL, fig. 1.
Pl. L, fig. 2.

V.

MOUVEMENTS DIVERS.

Usure mécanique des cristaux.

Les cristaux, qui se forment dans un magma soumis à des mouvements, se brisent, se disjoignent, et leurs différentes parties se déplacent les unes par rapport aux autres. De là l'origine de la structure fluidale, si fréquente dans un grand nombre de roches. Certains cristaux sont alors susceptibles

de se plier ; ainsi les micas se recourbent et se distinguent par là des lamelles d'amphibole, offrant à peu près le même aspect, mais qui sont plus fragiles et se cassent. Les angles s'usent et s'émoussent, et ce cas se présente fréquemment pour tous les cristaux de première consolidation.

Toutefois cette usure des angles peut aussi provenir d'une fusion partielle, postérieure à la formation du cristal, et due à une élévation accidentelle de la température ; ce dernier cas est de beaucoup le plus rare.

VI.

ACTION DES FLUIDES GAZEUX OU LIQUIDES EXISTANT AU SEIN DU MAGMA ENCORE FONDU.

On peut dire d'une façon générale que tout magma naturel, ayant donné naissance à des minéraux cristallisés, contenait des substances volatiles, mélangées mécaniquement dans sa masse ou en dissolution. Ces substances modifient la structure des cristaux et parfois leur composition. Dans la plupart des cas, elles se distinguent de la matière même du cristal et s'y trouvent à l'état d'inclusions. Aux inclusions cristallines et aux inclusions de matière vitreuse dont il a été question plus haut, il faut donc ajouter les inclusions de gaz ou de vapeurs et les inclusions liquides. Enfin il est à noter qu'une même inclusion peut être composée à la fois de plusieurs de ces éléments, et c'est ce qui arrive presque toujours pour celles qui sont principalement composées de matières vitreuses ou de substances liquides. Nous allons donc, pour passer convenablement en revue ces différents ordres de produits, considérer successivement (*a*) les inclusions purement gazeuses, (*b*) les inclusions à liquides avec ou sans gaz, et enfin (*c*) les inclusions vitreuses avec ou sans gaz.

Les inclusions gazeuses sont le plus souvent arrondies ; dans beaucoup de cas, elles représentent en creux la forme du cristal ou même des

(*a*) Inclusions gazeuses. Pl. IV, fig. 5.

formes plus compliquées, mais appartenant à la même symétrie. La paroi, qui les limite, est généralement transparente, comme le reste du cristal dans lequel elles sont renfermées; cependant il arrive aussi que cette paroi se trouve tapissée en totalité ou en partie par un dépôt opaque de couleur foncée, cristallin ou amorphe. Dans le premier cas, l'inclusion est transparente ; sa partie centrale paraît brillante, tandis que sa périphérie présente la forme d'un anneau obscur relativement large. Ce dernier effet est dû à la différence de réfrangibilité qui existe entre le gaz de l'inclusion et la matière minérale qui l'environne, et aux réflexions totales qui en sont la conséquence. Quand l'inclusion est tapissée d'un enduit foncé, elle est naturellement plus ou moins opaque. Les inclusions gazeuses à parois transparentes se reconnaissent à la large bande circulaire noire qui les limite. Sur la paroi interne de ces inclusions, on distingue quelquefois des dépôts cristallins ; il est surtout fréquent d'y observer du fer oxydulé.

Dans un même cristal, les inclusions gazeuses sont quelquefois en très grand nombre; tantôt leur distribution est irrégulière, tantôt, au contraire, elles sont rangées parallèlement à certaines faces et surtout parallèlement aux zones d'accroissement. Le gaz s'y trouve renfermé le plus souvent sous une faible pression, de telle sorte que, quand on ouvre l'inclusion sous l'eau, ce liquide s'y précipite. Toutefois, dans certains cas, Davy et Brewster, qui ont étudié des inclusions de cette nature relativement très volumineuses, ont constaté un mouvement d'expansion du gaz au moment de l'ouverture.

Nature des gaz.

Le gaz renfermé est en général de l'azote avec des traces d'oxygène et d'acide carbonique, surtout dans celles de ces inclusions où la pression est faible ; quand la pression est supérieure à la pression atmosphérique, on trouve le plus souvent qu'il est constitué par de l'acide carbonique, de l'hydrogène et des carbures d'hydrogène.

L'extraction du gaz peut se faire de plusieurs manières : on peut opérer, comme Davy et Brewster, en ouvrant l'inclusion sous l'eau, l'huile ou le mercure, à l'aide d'un foret terminé par une pointe de diamant; ce procédé exige des bulles volumineuses.

On peut aussi chauffer la matière minérale qui contient les inclusions, de manière à les faire éclater, et recueillir alors le gaz sous une éprouvette, s'il est en quantité suffisante, ou bien encore le faire dégager dans un tube de Geissler,comme a opéré Vogelsang, de manière à en faire l'analyse spectrale. Quand on emploie de la sorte la chaleur pour amener l'extraction du gaz, il faut, bien entendu, chauffer la matière expérimentée dans un appareil où l'on a fait un vide absolu. Ce procédé présente le très grave inconvénient de décomposer les liquides ou les solides carburés qui existent dans presque toutes les roches, et de donner ainsi naissance à des gaz qui n'existaient pas en réalité à cet état dans les inclusions. Il y a donc là une cause d'erreur grave dans les déductions à tirer des expériences.

On peut enfin extraire les gaz, en dissolvant la matière minérale, qui les renferme, dans l'acide fluorhydrique. L'expérience se fait sans difficulté et demande seulement quelques précautions de la part de l'opérateur.

(*b*) Inclusions liquides. Pl. IV, fig. 3 et 4.

Les inclusions liquides peuvent, comme les précédentes, être régulières ou bien présenter des formes en relation avec la symétrie du cristal qui les contient; elle peuvent être en quantité innombrable ou en petit nombre, dans un même individu; leur distribution peut être régulière ou irrégulière. Dans le quartz, qui, de tous les minéraux, est sans contredit le plus riche en inclusions liquides, elles affectent ordinairement la forme de traînées tortueuses; la plupart d'entre elles contiennent une bulle de gaz. L'indice de réfraction des liquides diffère moins de celui des matières vitreuses que l'indice de réfraction d'un gaz; c'est pourquoi la limite entre l'inclusion liquide et la matière qui la renferme, est marquée par une ligne d'ombre moins accentuée que celle qui sépare un gaz, soit d'un liquide, soit d'une substance vitreuse. La bulle contenue dans un liquide présente au contraire une bande fortement ombrée à son contact avec celui-ci.

Bulle mobile.

Dans une inclusion liquide, il ne peut y avoir naturellement qu'une seule bulle gazeuse; car s'il en existait plusieurs, elles se réuniraient. Cette bulle présente aussi nécessairement des contours arrondis, mais elle peut être ellipsoïdale ou même affecter une forme cylindrique terminée par deux

calottes convexes, selon les proportions relatives du gaz et du liquide et la forme de l'espace occupé par ce dernier. Enfin une bulle de gaz, logée dans un liquide, est susceptible de déplacements. Ce dernier caractère est celui qui permet de reconnaître le plus sûrement les inclusions liquides.

Dans les inclusions très petites, la bulle est spontanément mobile : tantôt elle ne jouit que d'un faible mouvement; parfois au contraire elle s'agite avec une prodigieuse vivacité; par moment l'agitation cesse brusquement, pour recommencer au bout de quelques secondes. On a attribué ce mouvement à diverses causes, telles que l'ébranlement du sol ou la variation incessante de la température; mais comme, lorsque ces causes varient, on ne remarque pas de changement sensible dans le mouvement de la bulle, il faut attribuer ce phénomène à d'autres influences. Jusqu'à présent, on ne connaît aucune explication satisfaisante du fait.

Quelle que soit la petitesse d'un cristal, il n'existe, dans les inclusions qu'il renferme, aucune relation fixe entre le volume du liquide et les dimensions de la bulle. On ne peut donc, comme l'a fait Sorby, considérer le liquide comme ayant été emprisonné à haute température, et comme ayant occupé alors l'espace total où il est actuellement logé avec la bulle; si, en effet, la bulle résultait d'un dégagement de gaz dans l'espace laissé libre par la contraction du liquide, il s'en suivrait que, dans un même cristal, un rapport constant existerait entre les volumes relatifs du liquide et de la bulle pour les diverses inclusions; or il n'en est rien.

Le liquide en inclusion est quelquefois coloré; dans ce cas, sa teinte la plus ordinaire est le jaune verdâtre.

Liquide à l'état sphéroïdal.

Pl. IV, fig. 4.

Le gaz, au lieu d'être contenu dans le liquide sous forme de bulle, lui est parfois extérieur. Le fait se produit lorsque, par exception, le liquide ne mouille pas l'enveloppe cristalline. L'inclusion se présente alors de la façon suivante : au centre se trouve le liquide sous la forme d'une bulle à contours foncés comme ceux d'un gaz, alentour le gaz bordé aussi par une bande ombrée épaisse, et, en troisième lieu, la matière du cristal, ou bien encore une matière vitreuse, ou un second liquide qui mouille les parois, mais n'est pas susceptible de se mélanger avec le premier.

Inclusions à deux liquides.

Dans d'autres inclusions à deux liquides, ceux-ci sont au contraire en contact, tandis que la bulle de gaz est intérieure. Ces deux cas sont difficiles à distinguer, car les apparences sont très peu différentes, et l'aspect de l'inclusion se modifie de la même manière sous l'influence de la chaleur. La coloration du liquide est alors le meilleur caractère qui le distingue d'un gaz; notons cependant qu'un gaz interposé entre deux liquides amène nécessairement la production de deux bandes de séparation, l'une et l'autre larges et fortement ombrées, tandis que si les deux liquides sont en contact et si le gaz est intérieur, la ligne de séparation du gaz et du premier liquide est épaisse et foncée; mais la ligne de démarcation des deux liquides l'est beaucoup moins.

Cristaux des inclusions liquides.

Pl. IV, fig. 4.

Dans les inclusions à bulle mobile, on trouve souvent au sein du liquide des cristaux généralement incolores, de forme cubique et sans action sur la lumière polarisée. Dans certains cas rares, les cristaux en question se colorent entre les nicols croisés. Quand ils restent obscurs, on ne peut pas toujours, à cause de leur petitesse, affirmer que la substance, à laquelle ils appartiennent, est isotrope.

Action de la chaleur sur le liquide des inclusions.

Au point de vue de l'action de la chaleur, les liquides des inclusions peuvent être divisés en deux classes : les uns possèdent la transparence, la dilatabilité et la réfrangibilité de l'eau, et sont, en effet, de l'eau pure ou des solutions salines aqueuses; les autres sont souvent teintés légèrement en jaune, moins réfringents que l'eau, beaucoup plus dilatables et très volatils. Brewster a trouvé que, dans la topaze, l'indice de réfraction du premier liquide était égal à 1,2946 et que, par conséquent, il était très rapproché de celui de l'eau, qui est 1,3358. L'indice de réfraction du liquide de la seconde catégorie a été trouvé, par le même auteur et dans le même minéral, égal à 1,1311.

Le premier liquide possède sensiblement le même coefficient de dilatation que celui de l'eau; le second présente un coefficient de dilatation environ 80 fois plus fort.

Pour bien apprécier la dilatibilité et la volatilité de ces liquides, il faut les soumettre à l'action de la chaleur et, pour cela, les préparations doivent

être chauffées pendant la durée même de l'observation au microscope. Plusieurs procédés sont employés à cet effet : le plus simple, mais en même temps le plus grossier, consiste à approcher, en dessous de la préparation, un bouchon de verre attaché à un fil métallique, et qui vient d'être fortement chauffé. La chaleur ainsi communiquée est suffisante pour dilater rapidement et réduire en vapeur les liquides très volatils ; elle permet ainsi de les distinguer des liquides aqueux. Quand on a affaire à un liquide peu volatil et dont la bulle paraît fixe, on peut aussi dans beaucoup de cas amener de la sorte un déplacement de la bulle de gaz et constater ainsi qu'on a affaire à une inclusion aqueuse et non à une inclusion vitreuse.

Lorsque l'on veut obtenir plus de précision ou chauffer jusqu'à des températures voisines de 100°, il est nécessaire d'avoir recours à d'autres moyens. On peut employer par exemple une lame de métal ayant la forme du porte-objet, mais munie d'un ou deux prolongements latéraux que l'on chauffe avec une lampe à alcool ou un bec de gaz. Un thermomètre appliqué sur cette plaque donne à peu près la température à laquelle la préparation se trouve portée. Il est possible, avec ce procédé, de chauffer assez fortement la préparation; si on opère au delà de 60°, il convient d'avoir la précaution de ne descendre le tube du microscope qu'au moment de l'observation et de le remonter le plus promptement possible, sans quoi on risquerait de décoller les lentilles de l'objectif. L'opération demande donc une grande prestesse. L'inconvénient du procédé consiste en ce que l'on ne peut faire varier la température que lentement; la plaque une fois échauffée se refroidit avec une lenteur très gênante.

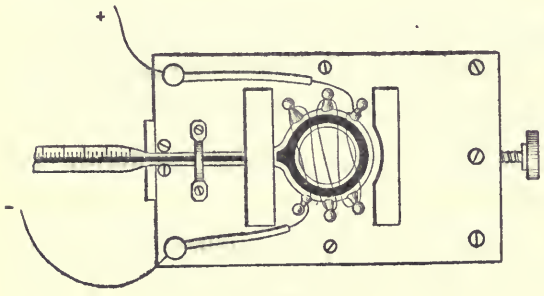


Fig. 35.

Un appareil, qui ne présente pas cet inconvénient, est celui de Vogelsang (fig. 35): il se compose d'un thermomètre dont le réservoir a la forme d'un anneau; de petits boutons en verre sont soudés à la paroi de

celui-ci et servent à fixer un fil de platine. Le thermomètre ainsi construit est posé à plat sur le porte-objet du microscope, recouvert d'une plaque en ivoire, mauvaise conductrice, de sorte que l'ouverture annulaire du réservoir coïncide avec celle du porte-objet. La préparation est déposée sur le plan formé par le fil de platine dont les extrémités sont mises en communication avec une pile; l'échauffement du fil se communique à la préparation; si on interrompt le contact, le refroidissement s'opère aussitôt, de sorte que la préparation peut ainsi s'échauffer et se refroidir rapidement et dans des limites étendues. Si on chauffe à haute température, les précautions indiquées ci-dessus devront encore être employées.

Le thermomètre, en usage dans ce procédé, n'indique la température de la préparation qu'avec une approximation grossière. Pour obtenir exactement la température à laquelle la préparation se trouve portée, on emploie de préférence une petite cuve métallique percée d'un trou central, composée de deux réservoirs rectangulaires superposés et communiquant ensemble, entre lesquels on glisse la préparation. Cette cuve est chauffée par un courant d'eau à température constante, qui la traverse et dont un thermomètre donne le degré d'échauffement. L'objectif du microscope pénètre dans le trou qui traverse le réservoir supérieur et prend lui-même la température de l'eau de la cuve. Il est bon de ne pas dépasser 60° dans la crainte d'altérer l'objectif, surtout si on opère à un fort grossissement.

Quand on chauffe une inclusion d'un liquide dans lequel flotte une bulle de gaz, deux cas peuvent se présenter. Si le liquide est abondant et la bulle petite, le liquide se dilate et remplit tout l'espace occupé par la bulle qui se dissout et disparaît; puis le liquide peut lui-même, à une température plus élevée, passer brusquement à l'état de vapeur, ce qu'on reconnaît à ce que son contour extérieur devient subitement bordé d'une bande plus large et plus foncée. Si le liquide est peu abondant et la bulle volumineuse, le liquide se réduit peu à peu en vapeur et l'espace occupé par le gaz augmente successivement jusqu'à ce que le liquide ait complètement disparu. Si l'on a un gaz compris entre deux liquides, la gouttelette centrale est for-

mée par un liquide très volatil, qui se comporte comme dans le second cas dont il vient d'être question.

Nature des liquides, des gaz et des sels contenus dans les inclusions.

Les gaz, qui sont contenus sous forme de bulles dans les inclusions liquides, y sont en trop petite quantité pour qu'on ait pu songer à déterminer à part leur nature; on s'est donc spécialement occupé de rechercher celle des liquides. Dans certains cas particuliers où les inclusions étaient suffisamment volumineuses, Davy, Nicol et Brewster les ont ouvertes avec un foret à pointe de diamant, ont extrait les liquides à l'aide de pipettes capillaires et ont soumis ceux-ci à l'action des réactifs chimiques ordinaires. Cependant ces inclusions sont presque toujours trop petites pour qu'un tel procédé soit applicable; on emploie donc l'action de la chaleur et on opère sur des cristaux contenant à la fois un grand nombre d'inclusions. Dans la presque totalité des cas, en agissant ainsi, on recueille de l'eau chargée d'acide chlorhydrique; mais, comme il faut le plus souvent chauffer à une température élevée pour amener la rupture du minéral enveloppant, on admet qu'en général cet acide chlorhydrique résulte d'une altération des silicates par le chlorure de sodium tenu en dissolution dans l'eau des inclusions; tel est le cas général pour les laves.

Pl. IV, fig. 3 et 4.

Parfois l'eau recueillie contient de l'acide fluorhydrique : le cas s'observe non seulement quand on traite des minéraux fluorés, tels que la topaze, mais même quand on chauffe le quartz de la plupart des granites. Il est permis, par analogie, de supposer dans ce cas que du fluorure de calcium ou des fluorures alcalins jouent le même rôle que le chlorure de sodium dans les cas ordinaires. En chauffant ainsi, mais à une température très modérée, certains minéraux contenant des inclusions à liquide très volatil, il est arrivé qu'après l'éclatement du minéral, on a obtenu, non pas de l'eau, mais seulement de l'acide carbonique. Vogelsang, auquel on doit les plus précises de ces expériences, a démontré ainsi que presque toujours le liquide des inclusions très volatiles n'était pas un carbure d'hydrogène, comme le croyait Brewster, mais de l'acide carbonique liquide. En effet, la vapeur dégagée après ouverture de l'inclusion ne donnait dans le tube de Geissler que des traces des raies de l'hydrogène, tandis qu'elle montrait

très nettement celles de l'acide carbonique; on a du reste vérifié la nature de ce gaz en constatant son action sur l'eau de chaux.

On a aussi essayé de refroidir les liquides et de déterminer leur température de congélation.

Quant à la nature des sels, qui sont en dissolution ou qui se trouvent à l'état de cristaux isolés dans les inclusions liquides, les expériences faites pour arriver à leur détermination montrent que leur nature est très variable; en effet, on reconnaît parmi eux des chlorures, des sulfates, des carbonates alcalins, du sulfate de chaux, peut-être du quartz, et, chose remarquable, on a même trouvé du fluorure de calcium et du sulfate de baryte. Cependant, de tous les sels cristallisés, le plus commun est incontestablement le chlorure de sodium; on le reconnaît fréquemment dans les inclusions à sa forme cubique, à sa structure en trémie, à l'absence d'action sur la lumière polarisée; de plus, ainsi que nous l'avons déjà dit, c'est lui dont la présence est indiquée par l'acide chlorhydrique dégagé au moyen de la chaleur; enfin son existence se démontre directement en concassant les minéraux dans un mortier en agate et en lavant la poudre obtenue avec de l'eau distillée; le liquide donne, par le nitrate d'argent, un précipité blanc, soluble dans l'ammoniaque.

Inclusions vitreuses avec ou sans bulle de gaz.

Si on chauffe un minéral contenant des inclusions vitreuses à bulle de gaz, on recueille toujours des quantités plus ou moins grandes d'un mélange gazeux, composé parfois d'azote et d'acide carbonique, mais plus souvent d'un mélange de ces deux gaz avec de l'hydrogène et des carbures d'hydrogène. En dissolvant le minéral en question dans l'acide fluorhydrique, la quantité du gaz recueilli est souvent négligeable ou nulle; on en conclut que, dans ces cas, les gaz développés par l'action de la chaleur proviennent d'une décomposition de substances liquides ou solides très semblables à des matières organiques. Il est impossible de décider sûrement si ces substances se trouvent dans l'intérieur de la bulle, ou si elles sont contenues au dehors; nous n'insisterons donc pas sur cette question, qui nous paraît nécessiter de nouvelles études. Il nous suffira de constater que, dans certains cas, l'acide fluorhydrique donne lieu à de faibles dégagements de

gaz ayant les compositions indiquées ci-dessus, pour affirmer que les bulles renfermées dans les inclusions vitreuses ne sont pas absolument vides.

La diversité des rapports existant, dans un même minéral, entre l'étendue des parties vitreuses et celles des bulles des inclusions, démontre, comme pour les inclusions liquides, que les bulles ne représentent pas seulement les espaces laissés libres par la contraction de la matière vitreuse pendant son refroidissement. En d'autres termes, on ne peut supposer que la matière vitreuse ait rempli primitivement l'inclusion tout entière, et il est probable que la bulle de gaz a été le point de départ de la formation de l'inclusion et consécutivement du cristal enveloppant. Dans cette hypothèse, la bulle de gaz, circulant par exemple au sein d'une matière fondue, aurait déterminé autour d'elle la prise, à l'état plastique, d'une petite quantité de matière amorphe. Des molécules cristallines seraient ensuite venues se déposer sur cette dernière, en laissant la matière amorphe sous forme d'une masse irrégulière, ou bien encore en lui imprimant leur propre symétrie, comme les masses d'argile qui, prises par la glace durant l'hiver, revêtent les formes régulières que leur communique celle-ci. Cette hypothèse est confirmée par la production d'inclusions vitreuses à bulle de gaz, dans les feldspaths artificiels reproduits, à la pression atmosphérique, par
Pl. XX, fig. 4. fusion ignée. Parmi ces inclusions artificielles, les unes sont irrégulières, les autres représentent des cristaux négatifs.

Résumé. Avant de terminer ce qui est relatif aux inclusions, résumons brièvement les caractères qui distinguent celles-ci :

1° Une inclusion purement gazeuse ne contient pas de bulles ; ses bords sont limités par une épaisse bande obscure ;

2° Les inclusions à liquide, sans bulle, ont des bords nettement tranchés et à contour mince ;

3° Les inclusions à liquide, avec bulle intérieure, ont un bord net ; elles ne possèdent qu'une bulle à bords fortement ombrés, spontanément mobile, si elle est suffisamment petite et le plus souvent susceptible de devenir mobile par la chaleur, si elle est volumineuse ;

4° Quand le liquide est aqueux, il n'offre pas d'autre disposition; si le liquide est de l'acide carbonique, il peut se présenter sous la forme d'une gouttelette mobile au sein d'un gaz dans une cavité dont il ne mouille pas la paroi. Dans ce cas, la gouttelette centrale a un large bord obscur, et il en est de même de la cavité qui l'entoure. Si cette cavité elle-même est contenue dans un second liquide, celui-ci aura un bord extérieur net et un bord intérieur fortement ombré dont le contour variera par l'action de la chaleur;

5° Une inclusion vitreuse a toujours des contours nets sans pénombre; elle peut posséder une ou plusieurs bulles toujours immobiles et à contours fortement ombrés. Quand la roche qui contient le minéral présente une matière vitreuse entre les cristaux qui en font partie, la matière vitreuse des inclusions présente généralement la même coloration que celle-ci : cette coloration peut être brune, violacée ou rougeâtre, tandis que les inclusions liquides sont toujours incolores, sauf dans le cas où elles sont constituées par de l'acide carbonique et où elles possèdent alors une légère teinte jaune verdâtre; mais leur dilatabilité et leur volatilité les font dans ce cas facilement reconnaître.

Les inclusions de matière amorphe sont plus souvent incolores dans les roches anciennes que dans les roches modernes; quand ces inclusions sont colorées, la teinte n'y est pas en général uniforme.

Les inclusions liquides ou vitreuses, sans gaz, à contours polyédriques, se distinguent des véritables cristaux inclus en ce que leur forme représente celle du cristal qui les enveloppe, tandis que la conformation des cristaux inclus est indépendante de celui-ci.

Dans les roches riches en matière amorphe, comme les laves modernes, il arrive fréquemment que la matière amorphe des inclusions a subi une première individualisation; il s'y développe surtout des globulites de couleur plus foncée que la matière ambiante et qui se montrent particulièrement dans la partie centrale de l'inclusion, de manière à déterminer sur les bords un liséré limpide. Dans les inclusions à bulles, la matière colorante est souvent concentrée sur les parois de la bulle. Pl. IV. fig. 5 et 6.

VII.

ALTÉRATIONS IMMÉDIATES.

Au moment où une roche éruptive apparaît au jour, les cristaux qu'elle contient dans sa masse ont déjà commencé à subir des altérations chimiques, par suite de l'action des gaz et des vapeurs qui accompagnent la sortie de la roche. Les minéraux ferrugineux attestent particulièrement l'influence d'actions oxydantes ou réduisantes énergiques. L'action de l'acide fluorhydrique dans les roches anciennes, celle de l'acide chlorhydrique dans les roches modernes paraissent avoir joué aussi un rôle important et contribué à la formation de certains minéraux aux dépens d'autres minéraux. Nous en dirons autant de la vapeur d'eau, agissant à haute température et sous pression.

VIII.

ALTÉRATIONS MÉDIATES.

Outre les causes d'altération précédentes, le microscope décèle dans les minéraux d'autres altérations dues à des causes secondaires, c'est-à-dire postérieures à la consolidation même du minéral considéré : ainsi l'olivine, le pyroxène, l'amphibole, l'enstatite, l'hypersthène se montrent transformés en serpentine; le mica noir, le pyroxène, l'amphibole, en chlorite et en épidote; les feldspaths en calcite, en zéolites et en épidote; enfin la plupart des minéraux précédents en calcédoine et en opale. Ces indications sommaires seront complétées dans la monographie de chaque minéral.

DEUXIÈME PARTIE

DEUXIÈME PARTIE

GÉNÉRALITÉS

Ordre suivi dans la description de chaque minéral.

Deux sortes de caractères déterminent la spécification d'un minéral les premiers sont les caractères chimiques.

Les seconds sont les caractères physiques, comprenant :

La *densité*, dont la détermination doit précéder nécessairement une analyse chimique et qui a son application dans les procédés de séparation mécanique.

Les *propriétés cristallographiques :* système cristallin, clivages.

Les *propriétés optiques :* 1° position des axes d'élasticité et des axes optiques ; 2° extinction des zones principales dans la lumière parallèle entre les nicols croisés ; 3° mâcles ; extinctions relatives de deux lamelles hémitropes voisines dans les zones principales ; 4° couleurs de polarisation pour l'épaisseur habituelle des lames minces ; 5° coloration et polychroïsme ; 6° relief (réflexions totales sur le bord du minéral), dépendant de la forme et des indices de réfraction.

La *dureté :* état de la surface après le polissage.

La *structure :* particularités de la forme extérieure. Zones d'accroissement. Grands cristaux, microlithes, état granulitique et pegmatoïde, etc.

Plages multiples d'orientations diverses. Reflets dus à la fréquence de certains clivages.

Les *associations :* roches où figure le minéral étudié et particularités qu'il y présente. Relations avec l'âge géologique de la roche. Entraînement des minéraux l'un par l'autre. Age relatif de chacun d'eux. Caractères que leur disposition fluidale, sphérolithique, etc., imprime à la structure de la roche.

Les *inclusions :* cristallites, microlithes, inclusions gazeuses, liquides ou vitreuses; fréquence et disposition de ces inclusions; reflets qui en résultent quelquefois; relations avec l'âge du minéral et de la roche.

Après l'examen des propriétés minéralogiques des corps, nous ajouterons quelques indications sur les actions secondaires dont ils portent la marque.

Nous insisterons en terminant sur la distinction pratique du minéral considéré avec les minéraux d'apparence voisine au microscope (diagnostic).

Classement des minéraux.

Dans le classement qui va suivre, nous n'avons pas considéré exclusivement le groupement naturel des minéraux par familles minéralogiques; nous avons surtout eu égard au rôle qu'ils jouent dans les roches éruptives.

Dans chaque roche figurent en général des éléments primordiaux, essentiels ou accessoires, et d'autres éléments de développement secondaire immédiat ou médiat. Parmi les minéraux primordiaux, il y a lieu de distinguer deux grands groupes différents suivant qu'ils sont alcalino-terreux ou ferro-magnésiens.

L'ordre suivi dans chaque subdivision est celui de l'importance du minéral au point de vue de la constitution des roches.

I. MINÉRAUX PRIMORDIAUX.

1° *Éléments blancs* (*alcalino-terreux*).

ESSENTIELS.	ACCESSOIRES.
1. Quartz.	11. Topaze.
2. Micas blancs.	12. Émeraude.
Feldspaths : 3. Orthose.	13. Apatite.
Feldspaths : 4. Microline.	14. Sphène.
Feldspaths : 5. Albite.	15. Cordiérite.
Feldspaths : 6. Oligoclase.	16. Wernérite.
Feldspaths : 7. Labrador.	17. Mélilite.
Feldspaths : 8. Anorthite.	18. Hauÿne et Noséane.
9. Néphéline.	
10. Leucite.	

2° *Éléments colorés* (*ferro-magnésiens*).

ESSENTIELS.	ACCESSOIRES.
19. Micas noirs.	24. Tourmaline.
Bisilicates : 20. Pyroxène.	25. Grenats.
Bisilicates : 21. Amphibole.	26. Zircon.
Bisilicates : 22. Hypersthène.	Spinellides : 27. Spinelles.
23. Péridot.	Spinellides : 28. Fer chromé.
	Spinellides : 29. Fer oxydulé.
	30. Fer oligiste.
	31. Fer titané.

II. MINÉRAUX SECONDAIRES.

IMMÉDIATS.	MÉDIATS.
32. Calcédoine.	41. Andalousite.
33. Opale.	42. Disthène.
34. Tridymite.	43. Staurotide.
35. Épidote.	44. Corindon.
36. Talc.	45. Diamant.
37. Chlorite.	46. Graphite.
38. Bastite.	47. Wollastonite.
39. Serpentine.	48. Zéolites.
40. Sodalite.	49. Calcite et Aragonite.

Ordre suivi dans la description des minéraux.

Nous avons cherché à suivre l'ordre indiqué dans le tableau ci-dessus. Cependant nous avons dû nous en écarter pour trois familles de minéraux que nous n'avons pas cru devoir disjoindre : 1° nous avons fait suivre la description du quartz de celle de la calcédoine, de l'opale et de la tridymite; 2° nous avons réuni les micas blancs aux micas noirs 3° nous avons rattaché la wollastonite aux bisilicates ferro-magnésiens.

ESSAI

DE

CLASSIFICATION DES ROCHES ÉRUPTIVES

Dans les chapitres qui vont suivre, nous aurons à citer, à propos de chaque minéral, les principales roches dans lesquelles il entre comme élément constituant : les roches ne sont autre chose que les associations minérales naturelles les plus fréquentes.

Nous n'avons pas cru devoir distinguer un groupes de roches métamorphiques ; car une roche quelconque, à peine consolidée, subit, sous l'action de forces moléculaires intérieures ou extérieures, des modifications incessantes qui lui prêtent une sorte de vie ; cette évolution dépend de circonstances générales ou locales tellement variées, que sa résultante demande à être étudiée dans chaque cas particulier et ne peut entrer en ligne de compte dans une classification d'ensemble.

Un classement rationnel des roches, en général, doit s'appuyer sur les trois caractères fondamentaux suivants : 1° le mode de formation; 2° l'âge géologique ; 3° la spécification minéralogique.

Ce dernier caractère comprend : *a*) la nature des minéraux intégrants ; *b*) leur structure d'association (structure de la roche).

La liste suivante s'applique exclusivement aux roches éruptives massives, dont la nomenclature a jusqu'à présent trop varié pour que nous puissions nous dispenser de la définir ; la nécessité de ces définitions nous a conduits à un classement qui est résumé dans le tableau ci-joint.

I. Mode de formation.

La considération du mode de formation nous permet d'écarter de cette liste toutes les roches formées par voie de dépôt sédimentaire ou de concrétion filonienne.

II. Age géologique.

Le second caractère fondamental nous conduit à séparer nettement les roches anté-tertiaires des roches tertiaires et post-tertiaires ; les mêmes types se reproduisent, à peu près suivant le même ordre, dans les deux groupes, avec prédominance des roches basiques et tendance à un état plus vitreux dans le groupe le plus récent. Dans chacun d'eux nous suivons, autant que possible, l'ordre d'âge relatif.

III. Spécification minéralogique.

Le troisième caractère nous sert à déterminer nettement les subdivisions et à établir les limites de chaque groupe.

b. Structure d'association.

La structure d'association (troisième caractère, *b*) permet de scinder immédiatement le tableau en deux parties : dans la première sont comprises toutes les roches à *structure granitoïde*, dans la seconde toutes les roches à *structure trachytoïde*.

Pour expliquer ces deux qualificatifs, nous devons faire remarquer que la structure d'une roche est une conséquence immédiate de son mode de formation, et particulièrement de la façon dont la consolidation s'y est opérée. Or, la plupart des roches éruptives se sont formées en plusieurs temps, dans chacun desquels la cristallisation a affecté des caractères particuliers ; l'agencement des minéraux s'y est surtout effectué diversement ; il est donc nécessaire qu'avant d'aller plus loin, nous jetions un coup d'œil sur les phénomènes qui ont signalé chacun de ces stades.

Principales phases de consolidation.

Dans le cas le plus compliqué, on peut distinguer quatre stades principaux de consolidation dont un ou plusieurs peuvent manquer.

1° *Première phase de consolidation;* formation de grands cristaux qui,

avant la solidification définitive de la roche, subissent des actions mécaniques et chimiques, et par suite se montrent le plus souvent brisés et corrodés.

2° *Deuxième phase de consolidation;* formation d'une seconde série de cristaux généralement plus petits que les premiers et souvent allongés (microlithes, micro-granulite, micro-pegmatite, cristallites). Prise en masse du magma.

3° *Actions secondaires immédiates.*

4° *Actions secondaires médiates.*

Les deux premiers temps de consolidation sont de beaucoup les plus importants ; ce sont eux que nous invoquerons exclusivement en général dans cette classification ; car, abstraction faite des serpentines, les actions secondaires conduisent à des types dépourvus de fixité dans les roches éruptives. Nous considérons la première consolidation comme antérieure à l'arrêt définitif de la roche, tandis que la seconde consolidation ne s'est produite que pendant et après les derniers mouvements qui ont accompagné l'émission éruptive. Une partie des éléments de ce second stade est même postérieure au dépôt de la roche dans son gisement définitif.

Structures granitoïde et trachytoïde.

Dans la série granitoïde aussi bien que dans la série trachytoïde, les deux stades de consolidation sont manifestes ; mais tandis que, dans ces deux catégories de roches, le stade de première consolidation s'est effectué à peu près dans les mêmes conditions et a donné des cristaux de même apparence, le second stade s'est produit dans des conditions différentes de part et d'autre, et c'est à cette diversité qu'il faut rapporter la division que nous avons introduite entre la structure granitoïde et la structure trachytoïde.

Dans les deux séries, les cristaux de seconde consolidation se distinguent de ceux de première consolidation par ce fait qu'ils moulent ceux-ci. Dans la série granitoïde, ils sont intacts et n'ont subi que des mouvements à peine sensibles. Dans la série trachytoïde, la structure fluidale, qu'on observe en général, atteste que les éléments de deuxième consolidation ont participé aux derniers mouvements de la roche. Ils sont cependant à peu près intacts et se distinguent en outre par leurs petites dimensions.

Un des deux stades manque normalement dans certaines roches ; ainsi dans les péridotites et les lherzolithes, c'est le premier; dans certaines obsidiennes, c'est le second.

Dans d'autres roches, l'un des stades prédomine de beaucoup par rapport à l'autre ; tels sont les granites et les granulites, dans lesquels d'ordinaire le deuxième stade est de beaucoup le plus important.

De ce qui précède, nous pouvons conclure que le second temps de consolidation est le plus caractéristique ; la nature des éléments minéralogiques qu'il a produits, est habituellement liée d'une façon intime à celle des minéraux du premier temps de consolidation, de telle sorte qu'au premier abord on pourrait penser qu'il est indifférent de se baser sur l'un ou sur l'autre des deux stades. Mais la structure d'association dépend bien plus intimement du second ; c'est lui qui est venu en dernier lieu, et qui, par suite, a fortement imprimé son cachet à la roche.

Le *groupe granitoïde* est en majeure partie composé d'éléments cristallisés produits pendant le second temps de consolidation ; il exclut dans le magma tout élément amorphe ; il exclut aussi les microlithes de seconde consolidation, les cristallites et autres productions analogues. Groupe granitoïde.

On peut y distinguer trois subdivisions :

1° La *structure granitoïde proprement dite*, dans laquelle tous les cristaux sont à peu près d'égales dimensions dans tous les sens ;

2° La *structure pegmatoïde*, qui suppose la cristallisation simultanée de deux éléments récents et leur arrangement régulier ;

3° La *structure ophitique*, dans laquelle les cristaux de feldspath s'allongent suivant l'un des côtés de la face g^1, formant ainsi un type de passage vers les roches microlithiques.

Il est intéressant de remarquer que les cristaux des roches du groupe granitoïde, bien que généralement formés pendant le second stade de consolidation, ressemblent, par leurs grandes dimensions et leur structure élémentaire, aux cristaux de première consolidation du groupe trachytoïde[1].

1. Dans le groupe granitoïde, pour nommer une roche, il n'est pas nécessaire d'arriver à un

Groupe trachytoïde.

Le *groupe trachytoïde* est caractérisé par la distinction plus nette des cristaux de première et de seconde consolidation, par l'adjonction fréquente d'un magma amorphe, enfin par le développement normal de la structure fluidale.

Nous y distinguerons trois types, suivant la nature du magma englobant les cristaux de première consolidation :

1° *Type pétrosiliceux*, caractérisé par des traînées et des sphérolithes d'une matière finement nuageuse, dont les propriétés optiques sont celles d'une calcédoine à grain très fin, chargée d'opale, et qui comprend en outre les éléments chimiques d'un feldspath. Ce type est celui des roches les plus acides de la série.

2° *Type microlithique*, caractérisé par le développement de nombreux microlithes appartenant aux feldspaths (allongement suivant l'arête pg^1) et à d'autres espèces minérales très répandues, qui peuvent, comme l'augite et le fer oxydulé, se présenter en microlithes granuleux. Nos expériences récentes prouvent que la plupart de ces microlithes sont de formation purement ignée, à la façon des pyroxènes dans les laitiers de haut-fourneau, et cette observation fait pressentir la cause originaire qui sépare les structures granitoïde et trachytoïde.

3° *Type vitreux*, dérivé des deux types précédents par prédominance de la pâte amorphe.

III. *a*. Nature des minéraux intégrants.

En considérant simultanément (troisième caractère, *a*), d'une part, les éléments blancs ou non ferrugineux, de seconde consolidation, d'un roche ; d'autre part, les éléments ferro-magnésiens dominants, nous constituons des subdivisions détaillées qui se rangent dans un tableau à double entrée, lequel représente en définitive le résultat de cette étude.

Nomenclature.

Nous avons évité l'introduction de toute dénomination nouvelle ; nous nous servons des noms anciens pour désigner chacun des types rentrant dans les différentes cases du tableau.

diagnostic absolument tranche entre les cristaux de première et de seconde consolidation, à cause des analogies qui réunissent ces deux stades.

Plusieurs mots sont nécessaires pour définir chaque roche :

Nous avons cherché à représenter, par le premier mot, l'élément blanc dominant de deuxième consolidation; par un qualificatif l'élément ferrugineux dominant, également de deuxième consolidation.

a. Éléments de deuxième consolidation.

Il peut être utile, dans certains cas, de comprendre dans le nom de la roche les éléments principaux de première consolidation; nous aurons alors recours aux conventions suivantes :

b. Éléments de première consolidation.

1° Si le feldspath de seconde consolidation appartient à un terme de la série feldspathique immédiatement supérieur, comme acidité, à celui du feldspath de première consolidation (*ce qui est la règle habituelle*), il ne sera pas fait mention de ce dernier. Sinon, on fera suivre les premières désignations du nom du feldspath dominant en grands cristaux, précédé de la préposition *à*.

2° Toutes les fois que l'acception vulgaire d'un nom de roche ne spécifiera pas entièrement les éléments ferrugineux, il conviendra de faire suivre les précédentes dénominations du nom de l'élément ferrugineux intéressant, précédé de la préposition *à*. Certaines roches ont en effet un nom classique qui désigne suffisamment cet élément ferrugineux. Exemples : basaltes, mélaphyres (roches à péridot).

Les deux exemples suivants expliquent les conventions précédentes :

Labradorite augitique à pyroxène.

Roche composée de microlithes de labrador et d'augite, de grands cristaux d'anorthite et de pyroxène.

Labradorite augitique à labrador et à pyroxène.

Roche composée de microlithes de labrador et d'augite, de grands cristaux de labrador et de pyroxène.

ÉLÉMENT BLANC ALCALINO-TERREUX de seconde consolidation.	SILICE LIBRE.		FELDSPATHS.	
	AVEC ORTHOSE.	AVEC PLAGIOCLASES.	ORTHOSE, MICROCLINE, ALBITE. Série orthique.	OLIGOCLASE. Série andésitique.
	1	2	3	4
STRUCTURE GRANITOÏDE.	*Granite.* *Granulite.* *Micro-granulite.* Granulite récente. Micro-granulite récente.	*Kersantite quartzifère.*	*Syénite à mica noir.* *Minette.* Syénite à mica noir récente.	*Kersantite.*
	Granite à amphibole. *Granulite à amphibole.* *Micro-granulite à amphibole.* Granulite récente à amphibole. Micro-granulite récente à amphibole.	*Diorite quartzifère.* Diorite quartzifère récente.	*Syénite.* Syénite récente.	*Diorite andésitique.* Diorite andésitique récente.
1° Granitoïde proprement dite. 2° Pegmatoïde. 3° Ophitique.	*Micro-granulite à pyroxène.* Micro-granulite récente à pyroxène.	*Diabase quartzifère.* Dolérite quartzifère.		*Diabase andésitique.* Dolérite andésitique.
	Micro-granulite récente à diallage.	Euphotide quartzifère.		*Gabbro andésitique.* Euphotide andésitique.
STRUCTURE TRACHYTOÏDE.	*Porphyre à quartz globulaire.* *Porphyre pétrosiliceux.* Porphyre récent à quartz globulaire. Rhyolithe.	Dacite.	*Porphyre syénitique à mica noir.* Trachyte à mica noir.	*Porphyrite andésitique micacée.* Andésite à mica noir.
		Dacite à amphibole.	*Porphyre syénitique.* Trachyte à amphibole.	*Porphyrite andésitique à amphibole.* Andésite à amphibole.
1° Pétrosiliceuse. 2° Microlithique. 3° Vitreuse.		Dacite à pyroxène.	Trachyte à pyroxène.	*Porphyrite andésitique à pyroxène.* Andésite à pyroxène.
				Mélaphyre andésitique.

NOTA. — Les roches anté-tertiaires sont en caractères *italiques*.
Les roches tertiaires et post-tertiaires sont en caractères ordinaires.

FELDSPATHS.		NÉPHÉLINE ET LEUCITE.			ROCHES	ÉLÉMENT
LABRADOR. Série labradorique. 5	ANORTHITE. Série anorthique. 6	AVEC ORTHOSE. 7	AVEC PLAGIOCLASES. 8	SANS FELDSPATH. 9	DÉPOURVUES D'ÉLÉMENTS BLANCS. 10	ferro-magnésien prédominant.
		Miascite.				MICA NOIR.
Diorite labradorique. Diorite labradorique récente.		*Syénite éléolithique*	*Teschenite à amphibole.*			AMPHIBOLE.
Diabase labradorique. Dolérite labradorique.	*Diabase anorthique.* Dolérite anorthique.		*Teschenite à pyroxène.*			PYROXÈNE.
Gabbro labradorique. Euphotide labradorique.	*Gabbro anorthique.* Euphotide anorthique.					DIALLAGE.
Norite labradorique. Hypérite labradorique.	*Norite anorthique.* Hypérite anorthique.				*Serpentine à bastite.* Serpentine récente à bastite.	HYPERSTHÈNE.
Diabase, gabbro, norite à olivine. Dolérite, euphotide, hypérite à olivine.	*Diabase, gabbro, norite à olivine.* Dolérite, euphotide, hypérite à olivine.				*Péridotite. Serpent. à olivine.* Lherzolithe. Serpentine récente à olivine.	PÉRIDOT.
						MICA NOIR.
		Phonolithe à amphibole.				AMPHIBOLE.
Porphyrite labradorique à pyroxène. Labradorite à pyroxène.		Phonolithe à pyroxène. Leucitophyre.	Téphrite. Leuco-téphrite.	Néphélinite. Leucitite.		PYROXÈNE.
Mélaphyre labradorique. Basalte labradorique.	*Mélaphyre anorthique.* Basalte anorthique.		Téphrite à olivine. Leuco-téphrite à olivine.	Néphélinite à olivine. Leucitite à olivine.	Limburgite.	PÉRIDOT.

Spécification des structures.

Pour établir des subdivisions dans chacun des types de roches qui figurent sur le tableau précédent, on se sert des différences de structure d'ordre accessoire que nous avons définies plus haut (p. 153). Elles peuvent comporter les applications générales suivantes :

I. STRUCTURE GRANITOIDE.

1° STRUCTURE GRANITOIDE PROPREMENT DITE.	S'applique à toutes les roches du premier tableau; toutes sont susceptibles de présenter cette structure.
2° STRUCTURE PEGMATOIDE . .	Se présente comme une variété des *granulites*, des *micro-granulites* et des *kersantites quartzifères;* l'orthose, ou parfois l'oligoclase, et le quartz y cristallisent simultanément, sous forme de PEGMATITE GRAPHIQUE ou de MICRO-PEGMATITE. Quelques *diorites* présentent aussi une association pegmatoïde de feldspath et d'amphibole.
3° STRUCTURE OPHITIQUE. . .	Peut s'appliquer à certaines *kersantites quartzifères* et *micro-granulites,* et en général à toutes les roches des colonnes autres que les colonnes 1 et 10. Type : ophites des Pyrénées, partie des dolérites et des euphotides andésitiques et labradoriques.

II. STRUCTURE TRACHYTOIDE.

1° STRUCTURE PÉTROSILICEUSE.	S'applique exclusivement aux roches des colonnes 1 et 2 : porphyres, rhyolithes, dacites, qui sont toujours pétrosiliceuses par essence.
2° STRUCTURE MICROLITHIQUE.	Peut se rencontrer dans toutes les roches de la série, y compris les roches à structure pétrosiliceuse. Les seules à excepter sont certaines roches entièrement vitreuses.

3° STRUCTURE VITREUSE . . .	Les roches vitreuses sont relativement abondantes. Elles ont été connues et nommées avant les découvertes dues au microscope. Les porphyres à quartz globulaire, les porphyrites et les phonolithes seuls ne sont pas associés à des types vitreux.	
	Les *porphyres pétrosiliceux* vitreux s'appellent	RÉTINITES (PECHSTEINS).
	Les *rhyolithes* et *dacites*	PERLITES.
	Les *trachytes, andésites, labradorites, leucitophyres, téphrites, leucotéphrites, néphélinites, leucitites.*	OBSIDIENNES ET PONCES.
	Les *mélaphyres, basaltes, téphrites* et *leucotéphrites à olivine, néphélinites* et *leucitites à olivine, limburgites* (toutes roches à péridot)	TACHYLITES ET HYALOMÉLANES.

On voit qu'il sera souvent possible de définir avec plus de précision un certain nombre des roches ayant déjà reçu un nom ; ainsi les noms d'ophite, de pegmatite, ne doivent figurer que pour spécifier une structure. Quant aux roches vitreuses, il convient de conserver leurs noms, mais encore doit-on les spécifier, quand cela est possible ; ainsi les obsidiennes et les tachylites proviennent de nombreuses roches très différentes, et souvent on peut spécifier cette provenance.

COMPOSITION DES PRINCIPALES ROCHES ÉRUPTIVES MASSIVES

Granite. — I[1]. Mica noir, oligoclase, orthose.
Accessoirement hornblende, sphène, apatite, fer oxydulé.
II[2]. Orthose, microcline et albite, quartz.

Colonne 1 du tableau page 156.

1. Première consolidation.
2. Seconde consolidation.

Granulite. — I. Mica noir, oligoclase, orthose, quartz bipyramidé.

Accessoirement tourmaline, émeraude, zircon, topaze, sphène, amphibole, grenat, apatite, fer oxydulé.

II. Orthose, microcline et albite, quartz granuleux, mica blanc.

Accessoirement oligoclase.

Micro-granulite. — I. Mica noir, oligoclase, orthose, quartz bipyramidé.

Accessoirement pinite, amphibole, pyroxène, apatite.

II. Cristaux d'orthose très raccourcis et de granules de quartz souvent à contours polygonaux.

III[1]. Talc et chlorite. Hématite.

La **pegmatite** et la **micro-pegmatite** peuvent être considérées comme des annexes de la granulite et de la micro-granulite.

Granulite et micro-granulite récentes. — Mêmes caractères que pour les roches anciennes de même dénomination, avec cette différence que l'amphibole et le pyroxène y sont plus fréquents, et que les feldspaths sont riches en inclusions vitreuses. Ces roches passent aux euphotides.

Granites, granulites et micro-granulites à amphibole. — Ces roches ne diffèrent des roches micacées de même nom que par la substitution partielle ou totale de l'amphibole au mica noir.

Micro-granulites à pyroxène. — Ces roches ne diffèrent des roches micacées de même nom que par l'adjonction au mica noir de cristaux de pyroxène de première consolidation. Le pyroxène est parfois partiellement transformé en diallage dans les micro-granulites récentes.

1. Actions secondaires immédiates.

Porphyre à quartz globulaire. — I. Mêmes minéraux que dans la microgranulite.

II. Sphérolithes à quartz globulaire (voir page 89), englobés dans un magma microgranulitique.

III. Talc et chlorite. Hématite.

Porphyre à quartz globulaire récent. — Même description.

Porphyre pétrosiliceux. — I. Mica noir, oligoclase, orthose, quartz bipyramidé. L'orthose est vitreux et souvent chatoyant (voir au chapitre de l'orthose) ; dans les séries permiennes les plus récentes, l'oligoclase devient très rare.

Accessoirement pinite, apatite.

II. Traînées pétrosiliceuses, sphérolithes à croix noire. Magma en partie amorphe.

III. Développement de quartz grenu dans le magma (voir au chapitre du quartz). Hématite.

Rhyolithe. — I. Mica noir, amphibole, oligoclase, orthose vitreux prédominant, quartz bipyramidé.

Accessoirement pyroxène, sphène, apatite, fer oxydulé.

II. Traînées pétrosiliceuses, sphérolithes à croix noire ou entièrement amorphes. Magma en grande partie amorphe.

III. Développement de quartz grenu, d'opale et de tridymite ; hématite.

Kersantite quartzifère. — Voir plus loin la kersantite, dont cette roche ne diffère que par la présence du quartz de seconde consolidation au même état que dans la microgranulite ou la micropegmatite.

Colonne 2 du tableau, page 156.

Diorites quartzifères ancienne et récente. — Voir plus loin les diorites andésitiques, dont ces roches ne diffèrent que par la présence du quartz de seconde consolidation à l'état granulitique.

Diabase et dolérite quartzifères. — Voir plus loin les diabases et les dolérites andésitiques, dont ces roches diffèrent par la présence du quartz de seconde consolidation, tantôt granulitique, tantôt sous forme de micro-pegmatite.

Euphotide quartzifère. — Voir plus loin les euphotides andésitiques, dont cette roche ne diffère que par la présence du quartz granulitique. Partie des ophites des Pyrénées.

Dacite à mica noir ou à amphibole. — I. Mica noir et amphibole, généralement associés, avec prédominance de l'un des deux. Labrador. Quartz bipyramidé.

Accessoirement orthose, pyroxène et apatite.

II. Oligoclase en microlithes; traînées pétrosiliceuses et sphérolithes, comme dans les rhyolithes.

III. Quartz grenu, opale, tridymite, hématite, chlorite.

Dacite à pyroxene. — Même description que pour les précédentes, avec prédominance du labrador et du pyroxène. La silice libre à l'état pétrosiliceux y est douteuse, et les sphérolithes sont peut-être simplement feldspathiques.

Colonne 3 du tableau, page 156.

Syénite à mica noir. — I. Mica noir prédominant, amphibole, sphène; oligoclase, orthose prédominant.

II. Les éléments précédents sont cimentés, tantôt par de l'orthose, tantôt par de l'amphibole.

Minette. — La minette est une syénite très micacée ; elle se relie intimement aux microgranulites, tandis que la syénite passe aux granites et aux granulites.

Syénite à amphibole. — L'amphibole prédomine sur le mica noir. Du reste, même description que pour la syénite à mica noir.

Syénites récentes. — Même description que pour les syénites anciennes.

Porphyre syénitique à mica noir. — I. Mica noir, oligoclase dominant, orthose, quartz.

Accessoirement apatite.

II. Magma fluidal microlithique, souvent effacé par suite d'actions secondaires immédiates.

III. Développement de quartz grenu et d'épidote.

Trachyte à mica noir. — I. Mica noir, sphène, fer oxydulé, oligoclase, orthose vitreux dominant.

Accessoirement apatite, amphibole.

II. Microlithes d'orthose, d'albite et d'oligoclase. Matière amorphe.

III. Opale et tridymite.

Porphyre syénitique à amphibole. — I. Hornblende, oligoclase, orthose rare.

Accessoirement pyroxène et apatite.

II. Microlithes d'orthose dominant, d'albite, d'oligoclase, d'amphibole.

III. Épidote.

Trachyte à amphibole. — Même description que pour le trachyte à mica

noir, sauf que l'amphibole domine sur le mica et que le sphène n'est plus aussi abondant.

Trachyte à pyroxène. — I. Pyroxène dominant, amphibole, fer oxydulé, labrador, orthose vitreux.

Accessoirement apatite.

II. Microlithes d'orthose et d'albite.

Colonne 4 du tableau, page 156.

Kersantite. — I. Mica noir très abondant, oligoclase, apatite.

Accessoirement pyroxène, amphibole, orthose.

II. Oligoclase à structure souvent ophitique.

Accessoirement quartz granulitique ou pegmatoïde.

III. Calcite, chlorite.

Diorite andésitique. — I. Amphibole, fer oxydulé, sphène, oligoclase.

Accessoirement pyroxène, mica noir, apatite, fer titané, orthose ou labrador.

II. Les éléments précédents sont moulés quelquefois par l'oligoclase, plus souvent par l'amphibole. Les deux minéraux ont parfois cristallisé simultanément (diorites des gneiss; amphibolites). Quartz granulitique.

Les *amphibolites* sont en partie des diorites schisteuses, subordonnées aux gneiss et aux micaschistes, contenant parfois du zircon, souvent riches en grenat de première consolidation et en quartz granulitique de seconde consolidation.

III. Chlorite; sphène secondaire provenant de l'altération du fer titané.

Diorite andésitique récente. — Même description que pour la diorite ancienne.

Diabase andésitique. — I. Pyroxène, fer oxydulé, sphène, oligoclase.

Accessoirement amphibole, mica noir, fer titané, apatite, orthose ou labrador.

II. Les éléments précédents sont moulés généralement par du pyroxène. Une grande partie de l'oligoclase est de seconde consolidation.

Accessoirement quartz granulitique. Épigénies fréquentes du pyroxène, en diallage, en amphibole, en mica noir.

III. Chlorite, calcite, sphène secondaire provenant de l'altération du fer titané.

Dolérite andésitique. — Même description que pour la diabase andésitique. Le pyroxène a encore plus de tendance à se transformer en diallage. Partie des *ophites* des Pyrénées.

Gabbro-andésitique. — Même description que pour la diabase andésitique, avec cette différence que le diallage domine sur le pyroxène et que l'hypersthène s'associe accessoirement au diallage.

Euphotide andésitique. — Même description que pour le gabbro-andésitique. Partie des *ophites* des Pyrénées.

III. Épidote fréquente.

Porphyrite andésitique à mica noir. — Mica noir dominant, pyroxène, labrador, fer oxydulé.

Accessoirement orthose; quartz bipyramidé, apatite.

II. Microlithes d'oligoclase.

III. Épidote; quartz grenu, quartz globulaire.

Andésite à mica noir. — 1° ANDÉSITE A SANIDINE ET A MICA NOIR. — I. Mica noir, sanidine, fer oxydulé.

Accessoirement amphibole et pyroxène, sphène, apatite, labrador et probablement oligoclase.

II. Microlithes d'oligoclase et d'albite.

Accessoirement mica noir, fer oxydulé.

III. Tridymite, opale, quartz globulaire, quartz calcédonieux, chlorite.

Les andésites à sanidine constituent la majeure partie du groupe actuellement désigné sous le nom de trachytique. La nature des microlithes feldspathiques que l'on y constate éloigne ces roches de celles auxquelles nous avons réservé le nom de trachytes. A ce propos, nous ferons remarquer l'extension considérable du groupe des andésites. Nous attribuons la rareté des trachytes (suivant notre définition) à la difficulté avec laquelle l'orthose cristallise sous forme de microlithes par voie purement ignée. (Voir aux reproductions artificielles, chapitre de l'*Orthose*.)

Cet exemple nous fournit une justification du choix que nous avons fait des minéraux de seconde consolidation pour spécifier en premier lieu les noms des roches; dans la plupart des trachytes de l'ancienne nomenclature, les microlithes de feldspath triclinique dominent, par leur masse, sur les cristaux de sanidine de première consolidation; ce sont donc eux qui, même d'après les anciennes définitions, doivent déterminer le nom de la roche.

2° Andésite a mica noir proprement dite. — I. Mica noir dominant, amphibole, labrador, fer oxydulé.

Accessoirement apatite, orthose vitreux, sphène.

II. Microlithes d'oligoclase.

Accessoirement microlithes de fer oxydulé et d'augite.

III. Tridymite, opale, quartz globulaire, quartz calcédonieux, chlorite.

Porphyrite andésitique à amphibole. — I. Hornblende, labrador.

Accessoirement oligoclase, orthose, fer oxydulé, mica noir, pyroxène, apatite.

II. Microlithes d'oligoclase et d'albite; accessoirement microlithes d'orthose. Dans toute une série de porphyrites andésitiques amphiboliques, microlithes d'amphibole.

III. Quartz granuleux, épidote.

Andésite à amphibole. — I. Amphibole dominante, mica noir, pyroxène, labrador, fer oxydulé.

Accessoirement orthose vitreux, sphène, apatite, fer titané, pléonaste.

II. Microlithes d'oligoclase et de fer oxydulé; accessoirement microlithes d'albite, microlithes d'orthose, microlithes de pyroxène fréquents.

III. Tridymite, opale, quartz globulaire et calcédonieux.

Porphyrite andésitique à pyroxène. — 1° PROPREMENT DITE. — I. Pyroxène, mica noir, labrador, fer oxydulé.

Accessoirement orthose.

II. Microlithes d'oligoclase et de fer oxydulé.

Accessoirement microlithes de pyroxène.

III. Épidote, quartz globulaire et grenu.

2° PORPHYRITE ANDÉSITIQUE MICACÉE A PYROXÈNE. — I. Pyroxène, mica noir, apatite.

Accessoirement labrador très rare.

II. Microlithes d'oligoclase et de mica noir produisant des sphérolithes grossiers, de grande taille, au voisinage des salbandes.

III. Serpentine, calcite, calcédoine.

Ce type passe aux mélaphyres par adjonction de microlithes d'augite et de grands cristaux de péridot (types des roches anciennement appelées *minettes* dans le Morvan, *trapps* et *basanites* dans les bassins houillers d'Angleterre et du Plateau central).

Andésite à pyroxène. — I. Pyroxène, labrador, fer oxydulé.

Accessoirement anorthite, hypersthène, apatite.

II. Microlithes d'oligoclase, d'albite et de fer oxydulé.

Accessoirement microlithes d'augite.

III. Tridymite, opale.

Mélaphyre andésitique. — 1° PROPREMENT DIT. — I. Labrador, péridot, fer oxydulé.

Accessoirement pyroxène, fer titané, apatite.

II. Microlithes d'oligoclase et de fer oxydulé.

III. Calcédoine, calcite.

2° Mélaphyre andésitique et augitique. — Même description, sauf qu'aux microlithes d'oligoclase s'adjoignent des microlithes d'augite.

Colonne 5 du tableau, page 156.

Diorite labradorique. — I. Amphibole, fer oxydulé, sphène, labrador.

Accessoirement pyroxène, mica noir, apatite, fer titané, oligoclase ou anorthite.

II. Les éléments précédents sont moulés parfois par le labrador, plus souvent par l'amphibole. Les deux minéraux ont quelquefois cristallisé simultanément (amphibolites). Quartz granulitique.

III. Sphène associé au fer titané.

Diorite labradorique récente. — Même description.

Diabase labradorique. — I. Pyroxène, fer oxydulé, sphène, labrador.

Accessoirement amphibole, mica noir, fer titané, apatite, oglioclase ou anorthite.

II. Les éléments précédents sont moulés en général par du pyroxène. Une grande partie du labrador est de seconde consolidation. Épigénies fréquentes et plus ou moins complètes du pyroxène en diallage, en amphibole, en mica noir.

Accessoirement quartz granulitique.

III. Sphène secondaire associé au fer titané.

Dolérite labradorique. — Même description que pour la diabase labra-

dorique. Le pyroxène a encore plus de tendance à se transformer en diallage. Partie des *ophites* des Pyrénées.

Gabbrolabradorique. — Même description que pour la diabase labradorique, si ce n'est que le diallage y domine sur le pyroxène. Parfois, accessoirement, au diallage se joint de l'hypersthène.

III. Transformation fréquente du feldspath en agrégat cristallin.

Euphotide labradorique. — Même description que pour le gabbrolabradorique. Partie des *ophites* des Pyrénées. La *variolite* de la Durance est une roche de contact des euphotides de la région. Elle se rattache à la série des roches andésitiques, car elle contient :

I. Des granules de pyroxène et des lamelles d'actinote ;

II. Des arborisations et des sphérolithes d'oligoclase, englobés dans une pâte serpentineuse chargée de cristaux d'amphibole.

Norite et hypérite labradoriques. — I. Hypersthène, fer oxydulé.

II. Labrador très granulitique.

Diabase, gabbro ou norite labradoriques à olivine. — Mêmes descriptions que pour les roches de même dénomination sans olivine, sauf la présence de ce minéral dans les éléments de première consolidation.

Dolérite, euphotide ou hypérite labradoriques à olivine. — Mêmes observations et mêmes descriptions que pour les dolérites, euphotides et hypersthénites labradoriques sans olivine, sauf la présence de ce minéral dans les éléments de première consolidation.

Porphyrite labradorique à pyroxène. — Type très rare passant au mélaphyre, sauf le peu d'abondance du péridot (Voir au *Mélaphyre*). Cette porphyrite est généralement AUGITIQUE.

Labradorite à pyroxène. — Type habituellement AUGITIQUE.

1° LABRADORITE AUGITIQUE A LABRADOR ET A PYROXÈNE. — I. Labrador, pyroxène, fer oxydulé.

Accessoirement apatite, fer titané, anorthite.

II. Microlithes de labrador, de fer oxydulé, d'augite.

III. Tridymite, opale.

2° LABRADORITE AUGITIQUE A PYROXÈNE. — I. Anorthite, pyroxène, fer oxydulé.

Accessoirement labrador, olivine, apatite, mélilite.

II. Microlithes de labrador, d'augite, de fer oxydulé.

III. Tridymite et opale.

Mélaphyre labradorique. — 1° PROPREMENT DIT. — I. Anorthite, péridot, fer oxydulé.

Accessoirement pyroxène, fer titané, labrador, apatite.

II. Microlithes de labrador et de fer oxydulé.

III. Calcédoine.

2° MÉLAPHYRE LABRADORIQUE ET AUGITIQUE. — I. Anorthite, péridot, pyroxène, fer oxydulé.

Accessoirement fer titané, labrador, apatite.

II. Microlithes de labrador, d'augite parfois mâclés, de fer oxydulé.

III. Calcédoine.

Basalte labradorique. — I. Anorthite, labrador, pyroxène, péridot, fer oxydulé.

Accessoirement fer titané, apatite, mélilite, picotite, zircon,

II. Microlithes de labrador, d'augite, de fer oxydulé.

Colonne 6 du tableau, page 156.

Diabase, dolérite, gabbro, euphotide, norite, hypérite avec ou sans olivine, mélaphyre et basalte, de la série anorthique. — Mêmes descriptions que pour

les roches de même dénomination de la série labradorique, avec prédominance de l'anorthite en grands cristaux et en microlithes.

Miascite. — I. Orthose, mica noir.

Colonne 7 du tableau page 156.

Accessoirement amphibole, zircon, oligoclase. L'amphibole passe à la variété arfvedsonite. Apatite, sphène, pléonaste.

II. Orthose, microcline, éléolite.

III. Sodalite.

Syénite éléolitique. — Même description, sauf que l'amphibole domine sur le mica noir qu'elle englobe fréquemment, et l'oligoclase sur les autres feldspaths. Présence fréquente du zircon de première consolidation.

Phonolithe à amphibole. — I. Orthose lamelleux, amphibole.

Accessoirement labrador, pyroxène, néphéline, leucite, hauÿne, apatite, fer oxydulé, sphène.

II. Microlithes de néphéline, d'augite, d'orthose lamelleux.

Phonolithe à pyroxène. — Même description que pour le phonolithe à amphibole, sauf que le pyroxène domine sur l'amphibole et présente des traces d'ouralitisation fréquente.

Leucitophyre. — I. Sanidine, leucite, augite, fer oxydulé.

Accessoirement hauÿne, sphène, néphéline.

II. Magma amorphe abondant, microlithes d'augite et de fer oxydulé.

Accessoirement néphéline, grenat-mélanite, mélilite.

Grandes variations dans l'abondance relative des cristaux de première et de seconde consolidation.

Colonne 8 du tableau, page 156.

Teschenites. — I. Labrador ou anorthite, fer titané, apatite.

Accessoirement mica magnésien, sphène, olivine.

II. Néphéline (éléolite), augite, amphibole.

III. Chlorite et calcite.

Téphrites avec et sans olivine. — I. Labrador, augite, fer oxydulé.

Accessoirement néphéline, hauÿne, apatite, sphène, fer titané.

L'olivine existe en cristaux de première consolidation accessoirement ou abondamment. Il est probable que, dans certaines téphrites à olivine, le labrador est remplacé par l'anorthite.

II. Microlithes et agrégats de néphéline, microlithes d'augite, d'oligoclase et de labrador.

Leucotéphrites avec et sans olivine. — Mêmes descriptions que pour les téphrites; seulement la leucite est un élément essentiel et la néphéline un élément accessoire. Elle appartient ici en partie aux éléments de seconde consolidation.

Colonne 9 du tableau, page 156.

Néphélinites avec et sans olivine. — I. Augite, fer oxydulé.

Accessoirement néphéline, leucite, hauÿne, apatite, sphène, fer titané, mélanite.

L'olivine existe fréquemment en cristaux de première consolidation.

II. Microlithes d'augite, de néphéline et de fer oxydulé.

Accessoirement mélilite. Partie des *basaltes* des anciens auteurs.

Leucitites avec et sans olivine. — I. Augite, fer oxydulé, leucite.

Accessoirement néphéline, hauÿne, apatite, sphène, fer titané, mélanite, picotite.

II. Microlithes d'augite, de leucite, de fer oxydulé; accessoirement néphéline, mélilite.

Serpentines à bastite. — II. Diallage, enstatite, fer chromé, spinelle. III. Talc, bastite, serpentine.

Colonne 10 du tableau, page 156.

Péridotite. — II. Augite, diallage, enstatite et hypersthène, péridot en grandes plages, spinelle, fer chromé.

Accessoirement anorthite, labrador, amphibole, mica noir, grenats mélanite et pyrope, fer titané.

Serpentine à péridot. — Même description que pour la péridotite; seulement le péridot est, en plus ou moins grande partie, transformé en serpentine, par actions secondaires immédiates.

Lherzolithe. — Même description que pour la péridotite.

Serpentine récente à péridot. — Dérive de la lherzolithe, comme la serpentine ancienne de la péridotite.

Limburgite. — I. Augite, olivine.

Accessoirement fer oxydulé, fer titané.

II. Microlithes d'augite et de fer oxydulé. Partie du *basalte* des anciens auteurs.

COMPOSITION DES PRINCIPALES ROCHES GNEISSIQUES

Gneiss proprement dits.

Les gneiss sont des roches entièrement cristallisées, rubanées ou schisteuses, composées des mêmes éléments minéralogiques que le granite. La schistosité est surtout apparente, grâce à la disposition du mica noir en feuillets parallèles; mais en outre le quartz lui-même paraît souvent étiré et orienté.

Leptynites.

Aux gneiss se trouvent associées des roches également rubanées ou stratiformes, souvent pauvres en mica et riches en feldspath, se chargeant accessoirement d'amphibole, de sphène, de disthène, de grenat. Le mica blanc et la tourmaline y paraissent très rares.

C'est à ces roches que les auteurs saxons ont donné le nom de granulite; nous lui préférons celui de leptynite, qui leur a été aussi souvent appliqué.

Parmi les leptynites, il existe des types grenus, riches en mica noir; c'est à cette variété qu'appartiennent souvent les fragments gneissiques enclavés soit dans le granite, soit même dans les gneiss granulitiques dont nous parlerons plus loin.

Gneiss amphiboliques.

Les gneiss amphiboliques sont aux diorites ce que le gneiss proprement dit est au granite. Tantôt ils passent aux diorites quartzifères et percent alors le gneiss en filons et en dykes. Le plus souvent, on les trouve alternant en feuillets réguliers avec le gneiss proprement dit.

Leur composition minéralogique est identique à celle des diorites; ils sont généralement riches en grenat, en sphène, en quartz granulitique. L'oligoclase et même le labrador y sont plus abondants que l'orthose. Parfois le feldspath triclinique y a cristallisé simultanément avec l'amphibole et forme avec ce minéral des associations pegmatoïdes.

Les gneiss amphiboliques paraissent dans certaines régions intimement associés à des serpentines à enstatite.

Les gneiss proprement dits, les leptynites et les gneiss amphiboliques sont généralement traversés par de nombreux filons de granulite et de pegmatite riches en mica blanc et contenant accessoirement de la tourmaline. Gneiss granulitiques.

Dans certaines régions, la granulite a entièrement disloqué les roches gneissiques qu'elle traverse; mais de plus elle les injecte souvent et les gneiss s'imprègnent alors des éléments de la granulite, auxquels s'adjoint la sillimanite. Il en résulte un mélange alternant de bandes gneissiques et granulitiques auquel nous donnerons le nom de **gneiss granulitique** (gneiss rouge des auteurs saxons).

En traversant les gneiss amphiboliques, les granulites se chargent souvent d'oligoclase, à l'exclusion de l'orthose.

On a fréquemment confondu les leptynites avec les gneiss granulitiques. Les leptynites et le gneiss commun se trouvent en fragments dans le granite, tandis que nous n'y connaissons pas des débris de gneiss granulitique. De plus, les granulites à mica blanc, qui transforme le gneiss gris en gneiss granulitique blanc ou rose, se trouvent en filons de même nature et de même direction dans le granite des mêmes régions.

Enfin on a signalé dans le gneiss granulitique des fragments de roches relativement récentes, telles que des micaschistes et des grauwackes.

QUARTZ

CALCÉDOINE, OPALE, TRIDYMITE

Bibliographie.

H. Behrens. *Mikrosk. Untersuchungen über die Opale.* N. Jahrb. für Min., 1872, 316.
Des Cloizeaux. *Mémoire sur la cristallisation et la structure intérieure du quartz,* 1855.
Von Lasaulx. *Ueber das optische Verhalten und die Kristalform des Tridymites.* Zeitschr. für Krystall. und Min., Groth, 1878, 253.
Mallard. *Phénomènes optiques anormaux.* Ann. des mines, X, 1876.
Vom Rath. *Tridymite.* Pogg. Ann., 1868, 135; 1874, 152.
Vélain. *Description géologique de la presqu'île d'Aden,* 1878.
Zirkel. *Ueber den mikrosk. Tridymit,* Pogg. Ann., 1870, 492.

Caractères chimiques.

L'acide silicique se présente, dans la nature, à l'état anhydre ou hydraté. Pour expliquer l'importance extrême de la silice et des silicates dans les roches, il suffit de rappeler qu'à haute température, l'acide silicique déplace tous les autres acides, excepté l'acide phosphorique, l'acide arsénique et, dans une certaine mesure, l'acide titanique.

On distingue les variétés suivantes de silice libre :

1° Silice hydratée; densité = 2 à 2,3... Opale.

A) *Opale gélatinoïde,*

B) *Opale hyalitique,*

C) *Opale sphérolithique.*

2° Silice anhydre; densité = 2,3... Tridymite, appartenant au système triclinique, voisin de la forme hexagonale.

3° Silice anhydre; densité = 2,6 à 2,7... Quartz, appartenant au système hexagonal.

Il est remarquable que l'opale séchée à 100° et la tridymite possèdent à peu près la densité du quartz fondu.

I. — OPALE.

A.) Opale gélatinoïde.

Composée de silice hydratée, souvent soluble dans une dissolution concentrée de potasse, l'*opale gélatinoïde* appartient à la classe des corps colloïdes. Les variétés les plus communes sont compactes, transparentes ou translucides; elles deviennent plus ou moins opaques par calcination. L'opale gélatinoïde est susceptible de perdre la plus grande partie de son eau à une douce température, puis de la récupérer par voie hygrométrique.

Un certain nombre de variétés sont poreuses; la plus remarquable est l'*hydrophane*, qui devient transparente par imbibition; une fois imprégnée de fuchsine, elle retient avec force cette matière colorante; il faut recourir à l'alcool bouillant pour l'enlever.

L'eau de combinaison des diverses variétés d'opale est absolument invisible au microscope.

Propriétés optiques.

L'opale gélatinoïde, à titre de substance colloïde, n'a aucune action propre sur la lumière polarisée et se comporte comme un corps isotrope.

Structure.

Elle se présente en traînées, en épigénies remplissant des cavités et simulant un verre incolore, quand elle n'est pas salie par des impuretés.

Vue au microscope, l'opale gélatinoïde est rarement homogène; elle se montre nuageuse et traversée de fines veinules, probablement dues à un fendillement de retrait de la matière primitive, postérieurement remplies par des exsudations de la même matière. Généralement ces veinules se détachent en couleur claire sur un fond plus ou moins sali par des produits ferrugineux. Le plus souvent, les fentes sont irrégulières; cependant

il n'est pas rare de les voir présenter des contours grossièrement hexagonaux, et alors il est difficile de distinguer l'opale de la tridymite, qui l'accompagne d'ailleurs fréquemment.

Les *opales nobles* présentent des reflets chatoyants qui les ont fait utiliser dans la bijouterie; on a eu recours à de nombreuses hypothèses pour expliquer cette décomposition de la lumière. Ainsi on l'a rapportée successivement :

1° A des cavités gazeuses alignées et comprimées, produisant des diffractions et des interférences;

2° A des inclusions de corps organiques;

3° A des lamelles fines de matières étrangères; on voit, en effet, des espaces chatoyants limités par des lignes droites, et l'on peut penser que des lamelles de tridymite ne sont pas étrangères au phénomène;

4° Mais la meilleure explication de ce reflet chatoyant consiste à supposer que des fentes de retrait, à peu près parallèles aux surfaces souvent mamelonnées de l'opale, ont été remplies après coup par des exsudations de densités légèrement différentes. On a reproduit artificiellement ces irisations en noyant des lamelles de verre mince dans un mélange de glucose et de glycérine.

Certains quartz résinites présentent des indices de la structure perlitique; on y voit des fissures sphériques de retrait emboîtées grossièrement l'une dans l'autre. Nous avons démontré directement que la silice gélatineuse par dessiccation peut reproduire le même phénomène. Pl. XIX, fig. 2.

L'opale gélatinoïde contient fréquemment comme une poussière de petits cristaux de quartz; elle est traversée par des veinules de calcédoine. Des oxydes hydratés de fer et de manganèse la salissent souvent et se trouvent si bien vernis par sa substance qu'il faut dissoudre l'opale dans l'acide fluorhydrique pour parvenir à les attaquer. Associations et inclusions.

Il n'est pas rare de trouver de petites lamelles rouge vif d'hématite anhydre au sein de l'opale hydratée. D'autres fois, elle prend une coloration verte due à des silicates de fer et se charge aussi de magnésie; on passe ainsi à des opales serpentineuses, et c'est une question de savoir si les pro- Pl. XVIII, fig. 1.

priétés colloïdes de certaines serpentines ne sont pas dues à une association intime de produits magnésiens avec de l'opale. Dans la ménilite, l'opale est associée à de la calcite.

L'opale gélatinoïde peut se trouver accidentellement dans toutes les roches trachytoïdes et dans tous les terrains; mais il est remarquable qu'elle ne soit abondamment répartie que dans les roches éruptives permiennes, porphyres quartzifères mélaphyres (et encore y est-elle souvent à l'état pétrosiliceux), et dans les roches tertiaires et modernes, postérieures aux granulites récentes. Son gisement favori se trouve dans les rhyolithes, les dacites, les trachytes et les andésites.

C'est en général à des actions secondaires immédiates que l'on doit rapporter la production de l'opale gélatinoïde en veinules et en nids; elles ont souvent suivi sans discontinuité la dernière période de consolidation de la roche.

Cependant les traînées pétrosiliceuses des porphyres quartzifères du houiller supérieur et du permien et des rhyolithes tertiaires paraissent imprégnées d'opale gélatinoïde; du moins elles contiennent une notable proportion de silice soluble dans la potasse. Cette opale serait non plus secondaire, mais primordiale et contemporaine de la période pendant laquelle la roche a coulé à l'état pâteux, en contractant la structure fluidale.

Dans les terrains stratifiés, l'opale gélatinoïde forme le ciment d'un grand nombre de grès (grès de Fontainebleau); elle constitue aussi de nombreuses concrétions au sein des terrains calcaires (silex de la craie, meulières du bassin de Paris). On y trouve parfois des diatomées (arkoses triasiques et liasiques).

B.) Opale hyalitique. Propriétés optiques et structure.

L'*opale hyalitique* se présente sous forme de petits globules réunis et juxtaposés; tantôt ce sont des sphérules à une seule enveloppe, sans action sur la lumière polarisée; tantôt on y découvre une série d'enveloppes concentriques, et alors il se développe des tensions différentes du centre à la périphérie; la densité varie ainsi que l'élasticité optique, et l'ensemble agit

sur la lumière polarisée à la façon du verre comprimé. Chaque sphérolithe présente une croix noire dont les bras sont situés dans les plans principaux des nicols croisés; en outre, l'anneau extérieur du sphérolithe est parfois cerclé de noir.

L'explication de ces phénomènes optiques est la suivante : chaque petit segment agit comme un cristal à un axe optique, ce dernier se confondant avec le rayon; en effet, il y a évidemment symétrie autour de ce rayon, et puisqu'il se développe un ellipsoïde d'élasticité en chaque point, cet ellipsoïde doit être de révolution autour du rayon du sphérolithe. La plus grande élasticité se trouve dans le sens du rayon; un globule hyalitique se comporte comme un cristal négatif. De plus, la compression est maximum au dehors, et un globule hyalitique se comporte comme un globule de verre comprimé du dehors au dedans. Souvent les dernières enveloppes ont cédé à cette tension et se sont détendues; du moins le phénomène doit-il avoir eu lieu dans les globules cerclés de noir, qui se comportent comme une substance isotrope à leur périphérie.

Fig. 36.

Pl. XIII, fig. 3.
Pl. XXXV, fig. 3 et 5.

Il ne faut pas confondre l'opale hyalitique avec les *hyalites*, perles d'opale souvent développées en grappes; on peut, en effet, trouver dans les hyalites toutes les diverses variétés d'opale.

Les sphérules de l'opale hyalitique ont des diamètres de dimensions variables entre $0^{mm},01$ et $0^{mm},3$.

Associations.

L'opale hyalitique présente absolument les mêmes associations que l'opale gélatinoïde. Les impuretés la colorent plus souvent à la périphérie de ses sphérolithes qu'au centre, de telle sorte que ce dernier paraît incolore, tandis que la zone externe est souvent vert jaunâtre.

Cette opale constitue vraisemblablement l'élément colloïde des sphérolithes primordiaux à croix noire que forme souvent la matière pétrosiliceuse dans les porphyres quartzifères du houiller supérieur et du permien, et dans les rhyolithes et dacites tertiaires.

On rencontre fréquemment dans les roches tertiaires et modernes des traînées d'opale en forme de boutonnières, dues à des actions secondaires

immédiates, dans lesquelles on distingue une série de zones commençant à l'extérieur contre la roche par de l'opale gélatinoïde, continuant par une zone d'opale hyalitique et se terminant au centre par un nid de tridymite ou même de calcédoine. Souvent aussi ces boutonnières sont drusiques, et les bords de la druse sont composés d'opale hyalitique mamelonnée.

La figure 37 représente une des ces associations de calcédoine, d'opale hyalitique et d'opale gélatinoïde passant à la tridymite (rhyolithe d'Aden, étudiée par M. Vélain, *l. c.* 32).

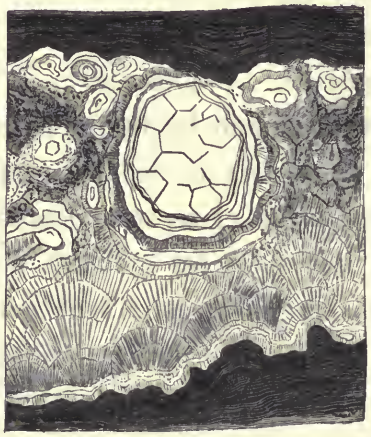


Fig. 37.
Grossissement : 170 diamètres.

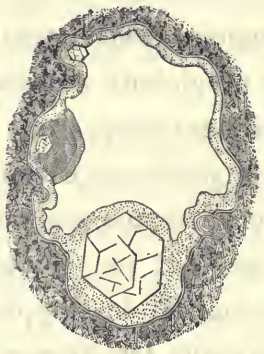


Fig. 38.
Grossissement : 100 diamètres.

La figure 38 représente de l'opale gélatinoïde et hyalitique, de la tridymite et de la calcédoine, tapissant les parois d'une druse, dans une lave basaltique altérée de Saint-Paul (Vélain, *l. c.* 322).

C.) Opale sphérolithique. Propriétés optiques et structure.

On trouve fréquemment des globules d'opale finement radiés à partir de leur centre; ils n'exercent en général aucune action sur la lumière polarisée.

Il est important de noter (fig. 39) l'existence de cette structure remar-

quable dans l'opale; car elle permet d'expliquer l'état généralement radié des sphérolithes pétrosiliceux dans les porphyres quartzifères et dans les rhyolithes, sans qu'on ait recours nécessairement et constamment à l'existence de fibres cristallines convergentes. Dans plusieurs de ces sphérolithes, les petits cristaux paraissent en effet avoir été entraînés aussi bien tangentiellement que radialement dans les zones de concrétions concentriques qui ont nourri le sphérolithe.

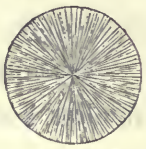


Fig. 39.

Les fines radiations si régulières de l'opale spérolithique paraissent devoir être uniquement rapportées à un phénomène de contraction.

Cette espèce particulière d'opale est abondante dans toutes les associations précédemment énumérées; on la rencontre souvent dans certaines andésites pyroxéniques de Santorin et dans les mélaphyres d'Oberstein. Associations.

II. — TRIDYMITE.

D'après les dernières recherches de M. Von Lasaulx, la tridymite paraît appartenir au système triclinique; elle présenterait des formes voisines de celles d'un prisme droit à base rhombe, avec un angle de 120°. Ses arrangements constituent des formes pseudo-hexagonales, et, en effet, lorsque les lamelles aplaties de tridymite sont assez épaisses, on y voit à la lumière parallèle, entre les nicols croisés, des macles ou plutôt des assemblages cristallins, tels que les différentes orientations, dans lesquelles se produisent les extinctions, rappellent les arrangements de l'aragonite. Propriétés cristallographiques.

Dans la tridymite, le plus petit axe d'élasticité γ est à peu près perpendiculaire à la base hexagonale; les deux autres α et β sont contenus dans cette base; α coïncide à peu près avec la plus grande diagonale de la base rhombique. Propriétés optiques.

La tridymite est positive : γ sert de bissectrice aux axes optiques qui

paraissent faire entre eux un angle apparent assez grand. D'après M. Von Lasaulx :

$$2E = 65^\circ \text{ à } 70^\circ ; \text{ indice } \beta = 1{,}4285.$$

Extinctions dans les zones principales.

Pratiquement, dans les plaques minces de roches éruptives, les lamelles hexagonales de tridymite sont en général trop minces pour laisser apercevoir ces phénomènes optiques anomaux; elles restent constamment éteintes entre les nicols croisés et sont invisibles sur leur tranche.

Il n'y a d'exception à cette règle empirique que pour quelques gisements très rares, tels que la tridymite du Mexique, celle du Puy-du-Capucin, de Palæa Kaméni, à Santorin, dans lesquels les lamelles de ce minéral intéressant acquièrent une certaine épaisseur.

Macles.

L'étude de ces derniers cristaux a permis de reconnaître les faces d'assemblage habituelles des macles dans la tridymite : les plus fréquentes se font suivant les faces du prisme (m) et constituent pour l'axe vertical à peu près commun aux diverses plages une symétrie presque ternaire.

D'autres macles ont pour face d'assemblage une des faces de la protopyramide (b^3 d'après vom Rath), et les bases des deux cristaux font entre elles un angle de 35° 18′. Cette dernière macle paraît fréquente dans la tridymite préparée artificiellement, par fusion de la silice dans le sel de phosphore.

Structure.

La tridymite est généralement limpide, incolore, entièrement dépourvue de relief. Elle se présente habituellement dans le champ du microscope en petits hexagones aplatis, imbriqués les uns sur les autres d'une façon caractéristique; il faut se servir d'un grossissement d'au moins

Pl. XXVIII, fig. 1.

250 diamètres pour saisir en général les détails de cette structure, et il convient de s'éclairer obliquement. Parfois dans un même cristal, on aperçoit de fines lignes parallèles aux côtés, ressemblant à des clivages, mais présentant un certain relief; ce n'est pas là l'imbrication habituelle, mais plutôt la superposition de lamelles maclées entre elles.

En très petits cristaux, la tridymite présente souvent des formes arrondies; en grands cristaux, elle est rigoureusement hexagonale.

En pratique, il existe tous les passages entre les globules d'opale hyalitique et la tridymite ; théoriquement on sait que l'opale est colloïde, tandis que la tridymite est cristallisée. L'association de l'opale à la tridymite est un fait, pour ainsi dire, constant ; nous avons décrit plus haut la compo- Associations.

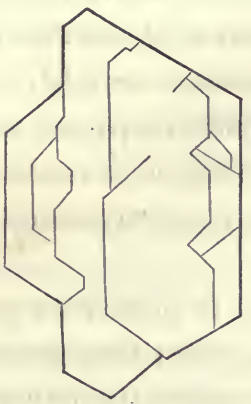


Fig. 40.
Cristaux maclés de tridymite dans une lave basaltique altérée de Saint-Paul (Vélain, *l. c.*, 323). Gross., 250 diam.

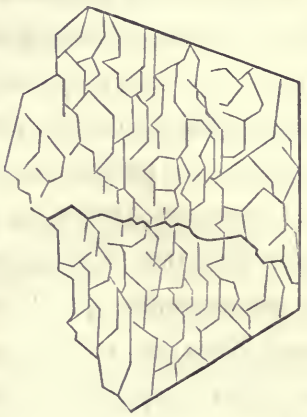


Fig. 41.
Tridymite dans un trachyte d'Aden (Vélain, *l. c.*, 27). Gross., 120 diam.

sition des traînées siliceuses que présentent la plupart des roches éruptives tertiaires et modernes : à l'extérieur, opale gélatinoïde ; puis bande d'opale hyalitique ; au centre, tridymite et parfois calcédoine.

La tridymite se présente aussi en petites lamelles plaquées à la surface des grands cristaux de feldspath ; elles sont souvent alors hexagonales et isolées. Pl. XLVII, fig. 2.

C'est exclusivement dans les roches tertiaires et modernes que se développe la tridymite, qui y est très fréquente ; on ne la connaît pas dans les roches anciennes ; les quelques exemples cités dans les mélaphyres permiens sont rares et douteux. Elle paraît souvent due à des vapeurs altérantes, encore contemporaines des derniers mouvements d'épanchement de la roche. Parfois, au milieu des microlithes d'une andésite ou d'un trachyte, le tissu même de la roche, primitivement amorphe, est Pl. XXII, fig. 1.

entièrement transformé en tridymite. Il y a eu alors entraînement des alcalis, et les oxydes de fer, restés à l'état de poussière ténue, altèrent la transparence de l'ensemble qui prend un reflet opalin sous la lumière réfléchie.

Cette dissociation, pour ainsi dire immédiate et parfois primordiale, s'accuse encore mieux dans les traînées d'opale, de tridymite et de calcédoine, allongées dans le sens général de la fluidalité, dont nous avons parlé plus haut; elles sont alors à comparer aux traînées de sphérolithes et surtout de quartz globulaire que présentent certains porphyres anciens.

La tridymite est parfois aussi le résultat d'actions secondaires médiates; elle remplit alors des druses ou des vacuoles, ou encore des espaces creusés par épigénie dans des cristaux préexistants.

Il est remarquable que la tridymite ait la densité du quartz fondu. Elle manque dans les roches les plus basiques et dans toutes les roches anciennes, dans lesquelles il semble que la silice ait subi une élaboration plus complète. On la trouve, quoique rarement, dans les roches à anorthite et olivine de Santorin.

III. — QUARTZ.

Caractères chimiques.

Le quartz cristallisé est de l'acide silicique pur, ne contenant que quelques traces d'eau saline, d'acide carbonique, d'hydrocarbures, dues aux inclusions nombreuses qu'il contient.

Il est à remarquer qu'il peut exister une silice anhydre amorphe ou colloïde; on sait qu'on peut priver l'opale de son eau de composition, sans qu'on cesse d'apercevoir les phénomènes optiques qui la caractérisent. Ainsi l'opale hyalitique chauffée garde sa croix noire. Il est probable qu'il existe tous les passages entre la silice gélatineuse surchargée d'eau, et une silice colloïde amorphe constituant la base de la matière pétrosiliceuse des porphyres quartzifères.

Propriétés cristallographiques.

Le quartz est rhomboédrique avec les formes habituelles au système hexagonal. Quand il présente des faces cristallines dans les roches éruptives, ce sont en général des associations du prisme hexagonal e^2, avec la double pyramide également hexagonale p, $e^{\frac{1}{2}}$. La section perpendiculaire aux arêtes du prisme est donc un hexagone régulier. Dans les sections parallèles à ces arêtes, on a les valeurs suivantes des angles du profil :

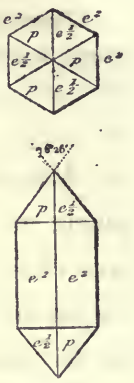


Fig. 42.

$$\omega = pe^{\frac{1}{2}} = 76^\circ\ 26',$$
$$pe^2 = e^{\frac{1}{2}}\ e^2 = 141^\circ\ 17'.$$

Le quartz est une substance positive ; le plus petit axe d'élasticité correspond donc à l'axe optique unique.

Propriétés optiques.

Lorsqu'on fait traverser à une lame de quartz d'une épaisseur notable, taillée perpendiculairement à son axe optique, un rayon polarisé rectilignement, ce rayon ressort encore polarisé rectilignement ; mais le plan de polarisation a tourné d'un certain angle à droite ou à gauche. Cette propriété n'a pas jusqu'à présent d'applications immédiates pour l'étude des lames minces, leur petite épaisseur rendant le phénomène insensible ; mais elle est susceptible d'une interprétation théorique importante, car on peut trouver mathématiquement les lois de la polarisation rotatoire, en supposant qu'on a affaire à un empilement de lames minces de la même substance, taillées perpendiculairement à un axe d'élasticité commun, autour duquel on suppose que chacune d'elles tourne d'un angle égal, de telle façon que la dernière se retrouve dans la même position que la première.

Dans une pareille hypothèse, M. Mallard a démontré mathématiquement que, bien que chacune des lames constituantes puisse avoir trois axes d'élasticité inégaux, l'ensemble se comporte comme doué d'un ellipsoïde d'élasticité, de révolution autour de l'axe d'élasticité commun à toutes les lames. De plus, un rayon polarisé rectilignement, traversant suivant une épaisseur notable l'empilement dans la direction de l'axe commun, subit une rotation de son plan de polarisation, à droite si l'empilement s'est fait de droite à gauche, et réciproquement. La rotation est rigoureusement proportionnelle à l'épaisseur traversée, et à peu près inversement proportionnelle au carré de la longueur d'onde du rayon considéré.

Ces lois, déduites de l'hypothèse précédemment énoncée, sont pratiquement vérifiées pour le quartz ; ce minéral se comporte donc optiquement comme s'il était composé d'une série de réseaux cristallins élémentaires, empilés suivant la loi précédente. Il y a

donc lieu de chercher si les formes hexagonales ne sont pas ici une simple apparence, et si la forme primitive ne se rapproche pas de celle de la tridymite.

L'exemple des groupements de la calcédoine vient à l'appui de ce point de vue, et l'étude microscopique des plaques minces contribuera à résoudre le problème.

Extinctions dans les zones principales.

Les directions dans lesquelles s'éteignent les sections des cristaux de quartz sont celles qui caractérisent le système hexagonal ; elles donnent dans chaque cas la projection de l'axe optique unique sur le plan de la plaque mince ; les sections hexagonales sont constamment éteintes. On sait que le quartz ne présente pas de clivage facile.

Macles.

Fréquentes dans les cristaux de filons et de druses (faces de composition e^2, p, etc.), les macles sont extrêmement rares dans les grands cristaux de quartz présentés par les roches éruptives ; cependant les stries dues à la pénétration de plusieurs individus parallèles sont quelquefois visibles sur les faces e^2 de quelques grands cristaux bipyramidés dans les rhyolithes tertiaires ; elles donnent alors au quartz une apparence vague de feldspath triclinique, à la lumière naturelle.

Les quartz de consolidation récente sont souvent en granules accolés, d'orientations différentes ; mais la séparation des plages voisines se fait suivant des lignes sinueuses, et l'ensemble se rapporte moins à des macles qu'à des pénétrations irrégulières dont les lois sont encore mal connues.

Couleurs de polarisation.

Les couleurs de polarisation sont très vives et limpides dans les plaques trop épaisses ; dans celles qui ont une épaisseur convenable, le quartz se teinte de blanc ou de gris bleuâtre, dans des tons un peu plus vifs que ceux qui sont ordinaires aux feldspaths adulaires.

Relief, coloration.

Le relief est faible, souvent même nul, suivant le milieu ambiant. Le quartz est généralement incolore et limpide, traversé seulement par les fines traînées sinueuses d'inclusion, si caractéristiques de ce minéral, au microscope.

Quelques quartz améthistes et enfumés sont légèrement dichroïques.

Structure.

Le quartz se présente dans les roches sous trois formes distinctes : en *grands cristaux de première consolidation;* en *quartz de seconde consolidation,* qui

a cristallisé sur place dans le magma de la roche, après son épanchement ; enfin en *quartz développé par actions secondaires*.

1° Grands cristaux de première consolidation.

On rencontre principalement les cristaux de première consolidation dans les rhyolithes, les dacites et les porphyres quartzifères, et dans les micro-granulites et granulites récentes ou anciennes ; ils ne manquent pas absolument dans les granites, mais ils y sont rares.

Fig. 43.

Grand cristal de quartz de première consolidation, usé et corrodé dans une rhyolithe d'Aden (Vélain, *l. c.*, p. 18). Gross. : 120 diamètres.

Ils se composent de grains bipyramidés, dans lesquels les faces du prisme sont très raccourcies, parfois presqu'absentes ; les angles sont généralement arrondis et mousses ; les macles se montrent très rares, et toujours par pénétrations d'individus parallèles (stries sur les faces e^2 du prisme). Ces diverses particularités impriment aux grands cristaux de quartz des roches éruptives un cachet globuleux, rétracté, tout spécial, bien différent de celui qu'affectent les quartz de druses, de filons ou de dévelop-

pement métamorphique ; il suffit de rappeler ici, comme terme de comparaison, les longues aiguilles de quartz noirâtre bipyramidé, développées dans les dolomies au voisinage des ophites.

Les quartz bipyramidés globuleux sont souvent cassés, usés mécaniquement, rongés par des actions chimiques postérieures à leur consolidation. Le magma encaissant y pénètre en pédoncules renflés, arrondis, et y prend alors un cachet euritique et calcédonieux spécial.

2° Quartz de seconde consolidation.

Au quartz de seconde consolidation appartient la majeure partie de celui des granites et des granulites.

A) *Quartz granitique.* — Dans les granites, il est sans forme extérieure apparente, et moule indifféremment tous les autres éléments de la roche. Il se présente généralement en plages juxtaposées par pénétrations irrégulières, d'orientations différentes ; chaque plage, vue à un grossissement de 80 diamètres, paraît avoir de grandes dimensions et remplit plusieurs fois le champ du microscope ; mais il se présente aussi dans les granites des filonnets quartzeux pénétrant entre les autres éléments minéralogiques ; quand ces derniers filonnets se rétrécissent, ils montrent entre les nicols croisés comme une sorte de mosaïque, et cette apparence est due à ce que chaque grain, d'orientation définie, devient de plus en plus petit.

Pl. V, fig. 1 et 2.

B) *Quartz granulitique.* — Dans les granulites, le quartz récent se rétracte, pour ainsi dire, et engendre des sortes de globules grossièrement arrondis, susceptibles de passer parfois à une forme bipyramidée raccourcie, dans laquelle les faces du prisme sont aussi peu développées que dans les quartz de consolidation ancienne. Ici le quartz n'est plus l'élément le plus récent du magma, et le mica blanc des granulites a en partie cristallisé postérieurement au quartz lui-même.

Pl. VII, fig. 2.
Pl. VIII, fig. 1.
Pl. X, fig. 1.

Un grand nombre de micro-granulites présentent leur quartz récent sous la forme granulitique simplement arrondie ; seulement les dimensions de chaque granule, généralement très uniformes dans une même roche, sont susceptibles de grandes variations dans la série ; plusieurs eurites ne

sont que de fines micro-granulites. Il est fréquent de voir les granules, simplement arrondis, passer à des formes bipyramidées parfaitement régulières. Ici le quartz est le dernier élément primordial qui se soit consolidé ; il moule les petits microlithes peu allongés de feldspath, auxquels il est généralement associé.

Les rhyolithes, les dacites et les porphyres quartzifères, dont une partie du magma est amorphe, montrent çà et là des mosaïques de petits cristaux arrondis, pressés les uns contre les autres, fort analogues au quartz granulitique, et dont on peut en faire une annexe sous le nom de *quartz grenu*. Tandis que le quartz granulitique est primordial, il y a des cas où le quartz grenu est à rapporter à des actions secondaires immédiates, notamment lorsqu'il remplit des fissures perlitiques encore mal effacées ; on le trouve aussi fréquemment développé dans les intervalles des sphérolithes. Sous cette forme grenue, le quartz passe par degrés insensibles à certaines variétés de calcédoine plus franchement secondaires, qui remplissent souvent de petits filonnets et des fentes de retrait traversant le magma et les sphérolithes.

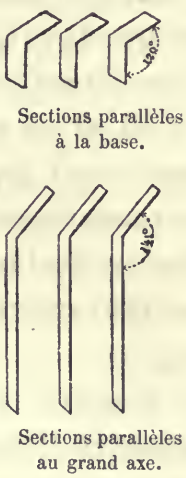


Fig. 44.

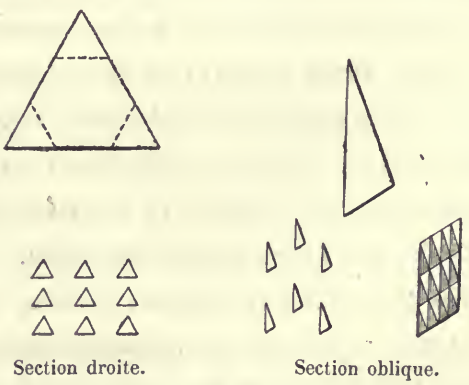


Fig. 45.

C) *Quartz pegmatoïde*. — Cette variété se rencontre également dans les granulites et les micro-granulites. Le quartz présente alors des contours

cristallins nettement limités, en association intime avec un feldspath, l'orthose ou plus rarement l'oligoclase. Nous le caractériserons en disant qu'il affecte les formes connues dans la pegmatite graphique, dans laquelle il ressemble aux caractères hébraïques ou cunéiformes.

Chose remarquable, les cristaux de quartz sont ici allongés suivant les arêtes du prisme, et se rapprochent par ce caractère des quartz drusiques; or, la pegmatite graphique et la micro-pegmatite se montrent parfois comme parties intégrantes de véritables filons concrétionnés (filons stannifères), bien qu'elles ne soient le plus souvent que de simples accidents dans les granulites et dans les micro-granulites. Les faces e^2 du quartz pegmatoïde sont donc très développées ; ses cristaux présentent souvent la forme de trémies creuses ou de squelettes, avec développement irrégulier des différentes faces et hémiédrie fréquente, circonstances qui amènent à la production des formes représentées ci-contre (fig. 44 et 45), et notamment des sections triangulaires en forme de coins, équilatérales quand elles se font perpendiculairement aux arêtes du prisme, en triangles de plus en plus aigus, quand elles sont de plus en plus obliques.

Pl. IX, fig. 1 et 2.
Pl. X, fig. 2.
Pl. XI, fig. 1.

Le fait dominant et caractéristique est que, dans une même plage feldspathique, les cristaux de quartz sont parallèles entre eux et s'éteignent simultanément entre les nicols croisés. Le fond feldspathique possède en général une direction différente pour ses axes d'élasticité, et son extinction se fait dans un autre azimut; parfois, lorsque la section est perpendiculaire à un des axes optiques du feldspath, le fond reste constamment obscur, et les petits coins de quartz se détachent en blanc sur un fond noir ; dans les granulites récentes, lorsque ce cas se présente, on peut se demander si le feldspath n'a pas été épigénisé en opale.

D'autres fois, dans les mêmes roches, les coins de quartz deviennent jointifs, et toute la plage de micro-pegmatite se décompose en deux systèmes de triangles, s'éteignant en une double série ; lorsque le feldspath est limpide, on peut alors se demander quelle est la série des triangles quartzeux. Mais, en général, ce doute n'existe pas; car le feldspath condense ordinairement les impuretés et notamment les oxydes ferrugineux.

Quand une même roche présente de la micro-pegmatite et de la microgranulite, cette dernière moule la micro-pegmatite et lui est de consolidation postérieure. Il semble que, lors de la prise en masse, les étoilements de micro-pegmatite se soient les premiers propagés. Ils choisissent volontiers, comme points d'appui, les grands cristaux en débris déjà consolidés, notamment ceux de quartz ; et alors ils forment autour d'eux des sortes de productions globuleuses dont le quartz récent s'éteint en même temps que le débris de quartz ancien central ; tous les petits coins, les palmes, les plumes du quartz des étoilements de micro-pegmatite sont alors orientés cristallographiquement dans une même direction, ou du moins ont leur axe optique unique commun ; ils ont, à proprement parler, servi de nourriture au cristal ancien qui constitue le centre de cette sorte de sphérolithe. Pl. XI, fig. 2.

D) *Quartz de corrosion.* — Le quartz de seconde consolidation injecte fréquemment les minéraux plus anciens : ainsi dans le granite et dans la granulite, les feldspaths de première consolidation sont souvent pénétrés par des injections siliceuses qui affectent des formes hiéroglyphiques à contours courbes ou des apparences vermiculaires. Ces figures rappellent grossièrement celles des pegmatites graphiques ; mais on voit immédiatement que le quartz ne s'est pas consolidé simultanément avec le minéral qu'il a corrodé ; les formes sont arrondies et relativement irrégulières ; parfois elles s'englobent les unes les autres, comme si la corrosion s'était produite en plusieurs temps.

L'orientation cristallographique du remplissage de quartz est souvent unique dans toute l'étendue du cristal corrodé. Quand il y a englobement successif, les extinctions des parties concentriques ne sont pas simultanées. Un bel exemple de ces diverses apparences est fourni par les filons de granulite à leur contact avec les gneiss amphiboliques de Volclaire, près Molompise (Cantal).

Il est à remarquer que le feldspath, qui présente cette variété de quartz, est souvent très intact, en dehors des parties corrodées et mamelonnées (granite de Vire, etc.).

E) *Quartz globulaire.* — Cette variété de quartz s'observe particulière-

Pl. XII, fig. 1. ment dans une série de roches acides, formant le passage entre les porphyres quartzifères et les micro-granulites; on y constate l'existence, autour des débris de quartz ancien, de sphérolithes pétrosiliceux à structure radiée, parfois aussi à zones concentriques; ils sont composés de houppes nuageuses, salies par des matières ferrugineuses, et englobent souvent des microlithes d'orthose à section rectangulaire, perpendiculaire à l'arête pg^1.

Les propriétés optiques remarquables de ces sphérolithes permettent d'en approfondir la nature minéralogique : de même que les étoilements de micro-pegmatite précédemment étudiés, ils s'éteignent entre les nicols croisés en même temps que le débris de quartz central. Ils sont donc pour ainsi dire imprégnés de quartz entièrement cristallisé dans une direction cristallographique unique, et ont servi de nourriture au quartz de première consolidation.

La coïncidence de cette orientation unique avec leur structure radiée et globulaire indique une première combinaison entre l'état colloïde et l'état cristallisé de la silice. Seulement, en définitive, la force de cristallisation a pris le dessus sur l'état primitivement colloïde et concrétionné de ces productions globulaires.

On voit que ce sont les propriétés optiques du quartz qui dominent dans ces sphérolithes; au point de vue chimique, le minéral y est mélangé à un magma de composition feldspathoïde.

On trouve des sphérolithes de cette nature, dépourvus de débris central de quartz, et s'éteignant en une fois ou suivant un nombre restreint de segments. On en trouve aussi d'entièrement limpides qui ne méritent plus le nom de pétrosiliceux, et qui sont exclusivement composés de silice (porphyre euritique des Settons, près de Montsauche, Morvan). C'est à ces derniers que nous attribuons plus spécialement le nom de quartz globulaire.

Pl. XIII, fig. 1. Tantôt ces globules s'éteignent tout entiers à la fois; tantôt ils sont composés de plusieurs anneaux concentriques dont chacun s'éteint tout entier à la fois, mais qui ne sont plus tous orientés dans la même direction.

Là encore, et sans spécifier si ces globules se sont consolidés tels quels, ou s'il faut attribuer leurs propriétés optiques et leur orientation

cristallographique à des modifications secondaires immédiates, on peut affirmer qu'il y a eu lutte entre l'état colloïde et les forces de cristallisation, et que ces dernières l'ont emporté.

Il existe tous les passages entre le quartz globulaire et le quartz granulitique.

F) *Quartz calcédonieux.* — Cette variété s'observe principalement dans les porphyres pétrosiliceux, dans les rhyolithes et les dacites. On y trouve de nombreux sphérolithes, à structure radiée et concentrique, qui donnent entre les nicols croisés une croix noire située dans les plans principaux des nicols, et qui se comportent comme si chaque fibre avait un axe optique unique parallèle à sa longueur.

Tantôt le phénomène optique est très faible, à peine estompé (roches tertiaires, perlites), et l'on a tous les passages entre ces sphérolithes et ceux que donne l'opale hyalitique. Tantôt, au contraire, on passe à des sphérolithes de véritable calcédoine (pyromérides permiennes), tels qu'en présentent les agates arborisées; les couleurs de polarisation sont alors vives et tranchées, et le sphérolithe paraît exclusivement composé d'aiguilles de quartz entièrement cristallisées, groupées radialement autour d'un centre commun et allongées chacune suivant l'axe optique unique de la substance.

Pl. XIII, fig. 3.
Pl. XIV, fig. 1.
Pl. XV, fig. 1 et 2.
Pl. XVI, fig. 1.

Dans le cas le plus général, il y a de grandes probabilités pour qu'on ait affaire à un mélange de quartz cristallisé, de silice amorphe colloïde et d'un magma de composition feldspathoïde. La force de cristallisation n'a pas été assez intense pour orienter dans une direction unique les petits cristaux élémentaires et submicroscopiques de quartz; ils ont été vraisemblablement entraînés tangentiellement et radialement dans les zones de concrétion successives.

La radiation générale de ces sphérolithes vers un centre unique ne suffit pas en effet pour permettre de supposer qu'on a toujours affaire à des aiguilles cristallisées radialement; car on se rappelle que l'opale sphérolithique, entièrement amorphe, présente la même radiation, probablement due à une simple phénomène de retrait.

3° Quartz secondaire. Le quartz secondaire se présente à peu près dans toutes les roches en nids, en filonnets, en épigénies. Il affecte trois des formes précédemment étudiées et peut être granulitique ou mieux *grenu, globulaire, calcédonieux*.

1° *Quartz secondaire grenu.* — Cette variété provient en général d'actions secondaires immédiates; on le trouve principalement développé dans le magma amorphe des porphyres pétrosiliceux, des rhyolithes et des dacites. Sa distinction avec le quartz des micro-granulites peut être basée sur les différences suivantes : le quartz granulitique s'éteint nettement entre les nicols croisés; le quartz grenu présente souvent les extinctions moirées de la calcédoine. Le premier s'accole beaucoup plus souvent à des microlithes feldspathiques; on ne le trouve jamais en contact avec une pâte amorphe; de plus, il est primordial et moule de la micro-pegmatite, tandis que le quartz grenu est dû à des actions secondaires immédiates et moule fréquemment des sphérolithes à croix noire; son développement secondaire est attesté par ce fait qu'il remplit des fissures perlitiques encore bien visibles.

Pl. XV, fig. 2.

C'est de la confusion entre ces deux espèces de quartz que sont nées les longues discussions sur la pâte des porphyres et sur la séparation des porphyres granitoïdes et des porphyres pétrosiliceux.

2° *Quartz secondaire globulaire.* — Il se présente sous cette forme en druses ou épigénisant le feldspath, dans les porphyres noirs (porphyrites à pyroxène carbonifères des environs de Bar-le-Régulier, Morvan), dans certaines andésites postpliocènes d'Auvergne, dans les roches acides du massif ancien de Saint-Paul, dans les andésites à amphibole de Santorin.

3° *Quartz secondaire calcédonieux.* — La calcédoine secondaire constitue surtout le remplissage des filonnets et des vacuoles d'un grand nombre de roches, notamment des porphyres, des porphyrites et des mélaphyres permiens. On connaît la célébrité des agates d'Oberstein qui rentrent précisément dans cette catégorie. Sous cette forme, le quartz secondaire a, comme l'opale, une tendance à épigéniser un grand nombre de minéraux; il paraît y procéder par voie d'imbibition.

4° *Quartz des filons métallifères.* — Les filons métallifères présentent des

variétés intéressantes de quartz secondaire concrétionné. Dès l'époque des filons d'étain, contemporains de la granulite, les plages de quartz gras, qui sont alors de grande dimension, se montrent, entre les nicols croisés, composées de macles multiples avec pénétrations irrégulières. Seulement, en général, les extinctions des diverses lamelles qui se pénètrent se font très près les unes des autres, dans un angle dont la variation totale, pour une plage donnée, ne dépasse pas quelques degrés.

Le quartz laiteux de la venue sulfurée permienne de Freyberg (*Kiesigeformation*), en relation avec les porphyres pétrosiliceux, présente déjà des plages de beaucoup plus petite dimension et des macles multiples rappelant celles de la calcédoine.

Enfin le quartz corné ou saccharoïde des filons de l'âge des arkoses triasiques et jurassiques présente ces différents caractères exagérés et se montre souvent chargé de véritables sphérolithes à croix noire.

Les filons tertiaires présentent des gradations analogues.

Le caractère lamelleux et la multiplicité des macles par pénétration du quartz des filons concrétionnés lui communiquent un cachet spécial.

Associations.

Le quartz est un des minéraux les plus répandus dans la nature. Sous forme de cristaux de *première consolidation*, il ne se présente guère que dans les roches porphyriques et principalement dans les granulites, les micro-granulites carbonifères et les porphyres pétrosiliceux permiens, ainsi que dans les roches tertiaires équivalentes, micro-granulites, rhyolithes et dacites.

Sous forme de quartz de *seconde consolidation*, il a été signalé à peu près dans toutes les roches, sauf les plus basiques. Les nombreuses structures, dues à ce qu'il peut affecter isolément ou simultanément les deux états colloïde et cristallitique, paraissent caractéristiques de l'âge des roches dans lesquelles il se développe. Ainsi on peut y distinguer :

Une structure granitique correspondant aux granites ;

Une structure granulitique et pegmatoïde, correspondant aux granulites ;

Une structure micro-granulitique et micro-pegmatoïde, correspondant aux micro-granulites carbonifères;

Une structure globulaire, correspondant aux porphyres à quartz globulaire du sommet du carbonifère;

Une structure calcédonieuse, correspondant aux porphyres pétrosiliceux et aux rétinites du houiller supérieur et du permien.

Ces diverses structures se reproduisent dans la série tertiaire suivant le même ordre, des granulites aux rhyolithes et dacites, mais sur une échelle moindre comme abondance, et avec passage à des séries plus basiques dont les roches acides ne paraissent être qu'un terme extrême. Ainsi les granulites récentes passent aux dolérites et aux euphotides ; les rhyolithes et les dacites à certaines séries d'andésites d'âge pliocène.

Mais, outre l'extrême abondance des roches acides, surtout dans la série ancienne, le microscope a indiqué la présence du quartz de seconde consolidation dans un grand nombre de roches, regardées jusqu'à présent comme dénuées de cet élément minéralogique. Telles sont les *diorites*, où il est granulitique ; les *kersantites*, où il se montre micro-granulitique, micro-pegmatoïde, et qui se rattachent ainsi intimement à la série des micro-granulites ; certaines *porphyrites* à pyroxène (labrador-porphyres des environs d'Elbingerode, Harz) qui se rattachent de même à la même série. Telles sont encore les *ophites* tertiaires pyrénéennes (euphotides) à oligoclase où le quartz est granulitique, et les *euphotides* granitoïdes rejetées à la base des volcans, qui passent à la série des micro-pegmatites récentes (Santorin, Açores, Cantal).

Inclusions. Le quartz se montre au microscope généralement limpide, tandis que le feldspath concentre les impuretés du magma, primitivement homogène. Les inclusions propres au quartz sont surtout des inclusions liquides à bulles mobiles dans les roches granitoïdes anciennes, des inclusions vitreuses à bulles fixes dans les porphyres pétrosiliceux et dans les roches tertiaires. Dans les granites anciens, les inclusions présentent rarement des contours polyédriques. On trouve un mélange d'inclusions vitreuses et liquides dans les micro-granulites carbonifères et tertiaires.

Les inclusions à liquides contiennent surtout de l'eau, parfois de l'acide carbonique liquide, de petits cristaux cubiques de chlorure de sodium, de petites lentilles polarisantes de gypse et d'anhydrite. Ces inclusions sont alignées en traînées sinueuses; on les a considérées comme faisant partie de fissures rebouchées après coup; mais c'est là une pure hypothèse. Pl. IV, fig. 3.

Le quartz contient fréquemment aussi des cavités à gaz.

On y voit parfois des microlithes incolores, allongés, monocliniques ou tricliniques qu'on rapporte au rutile, si fréquemment associé en cristaux macroscopiques au quartz.

Certains quartz de granite contiennent en abondance des microlithes arrondis, incolores, rappelant les formes globulitiques et alignés en rangées dans lesquelles leurs dimensions décroissent régulièrement (granite à amphibole de Sand-Creek, South-Park-Creek, près de Canon-City, Colorado).

Le quartz peut être confondu, au microscope, avec certains minéraux : Diagnostic.

1° *Quartz granulitique.* — *Wernérite* grenue de certaines amphibolites (voir au chapitre de la *Wernérite*).

2° *Quartz granulitique.* — *Feldspath adulaire* non hémitrope, sans contours extérieurs, sans clivages (gneiss, amphibolites, norites, granulites, dolérites et euphotides tertiaires). Le feldspath ne contient pas d'inclusions à bulles liquides; mais il convient de remarquer que, dans les roches tertiaires, il contient souvent autant d'inclusions vitreuses que le quartz. Dans ce cas, les inclusions du feldspath sont souvent parallélipipédiques. Les grains de feldspath ont des formes plus anguleuses que le quartz; ils ne présentent pas les macles par pénétration, communes dans le quartz granulitique.

3° *Quartz calcédonieux et grenu.* — *Néphéline.* Nous avons récemment produit par fusion et recuit à haute température une néphéline légèrement siliceuse ($1 : 3 : 4\frac{1}{2}$), qui présente, entre les nicols croisés, toutes les apparences de la calcédoine, bien qu'elle fasse facilement gelée avec les acides. Cette variété de néphéline est à la néphéline hexagonale typique ce que la calcédoine est au quartz également hexagonal.

Comme une pareille variété de néphéline peut avoir été la cause

d'erreurs d'appréciation dans certaines roches naturelles, nous remarquons ici qu'elle ressemble fort à certaines variétés de *quartz grenu*. Comme distinction, nous citerons la présence, au centre de certaines lamelles de cette néphéline, de deux prismes croisés sous un angle d'environ 120°. Les procédés chimiques seraient d'ailleurs les plus efficaces : une goutte d'acide chlorhydrique enlève rapidement à une plaque mince de néphéline calcédonieuse son pouvoir polarisant.

4° *Grands cristaux de quartz rongés sans contours polyédriques. — Olivine en grains irréguliers.* L'olivine en plaque mince est souvent aussi incolore et aussi limpide que le quartz. Sa distinction est relativement facile. Elle donne des couleurs de polarisation plus vives ; sa grande dureté lui prête au polissage une surface plus rugueuse et comme chagrinée. Son relief sur les bords est plus apparent; enfin il est rare qu'elle ne présente pas, le long des fissures qui la traversent, quelques traces de transformation en serpentine.

5° *Grands cristaux de quartz. — Émeraude, topaze.* Ces deux minéraux peuvent être aussi limpides que le quartz et présentent des inclusions liquides comme lui. L'émeraude a des traces de clivages bien marquées ; il est très rare que la topaze ne présente pas des contours extérieurs caractéristiques du système orthorhombique.

Reproduction artificielle du quartz.

Le *quartz* a été obtenu à l'état cristallisé par Senarmont, en chauffant sous pression, à une température d'environ 350°, un mélange de silice gélatineuse et d'eau chargée d'acide chlorhydrique.

M. Daubrée a obtenu également le quartz bipyramidé, en chauffant à 400°, sous pression, de l'eau dans des tubes de verre clos et renfermés dans des tubes en fer.

La *calcédoine* s'est développée en sphérolithes réguliers dans les mêmes conditions.

Dans les expériences qui précèdent, la silice cristallisée avait été obtenue par l'action de l'eau surchauffée sur des silicates décomposables. MM. Friedel

et Sarazin ont obtenu des cristaux de quartz bipyramidé, allongés suivant les arêtes du prisme et isolés, en faisant agir à 400° de l'eau, sur un mélange de potasse, d'alumine précipitée et de silice gélatineuse en grand excès; l'opération a été effectuée dans un tube de cuivre, renfermé lui-même dans un tube en acier hermétiquement fermé.

G. Rose a préparé la *tridymite* par fusion de la silice ou de silicates dans du sel phosphoré.

M. Hautefeuille, en maintenant de la silice amorphe à la température de fusion de l'argent dans un bain de tungstate de soude, a obtenu des lamelles cristallines de tridymite. Au delà de 1 000°, il se forme un silicate; entre 900 et 1 000° l'acide tungstique décompose le silicate et régénère la tridymite.

A la température strictement nécessaire pour la fusion du tungstate alcalin, 750° environ, après plusieurs centaines d'heures de chauffe, au lieu de tridymite, M. Hautefeuille a obtenu des cristaux bipyramidés de quartz présentant les faces p, $e^{\frac{1}{2}}$, e^{5}, e^{1}, e^{2}. Ces bipyramides sont beaucoup plus aiguës que les cristaux analogues des porphyres. Elles présentent parfois des faces hémiédriques.

RENVOI AUX PLANCHES.

Quartz de première consolidation, VIII, 2. — X, 1. — XI, 1 et 2. — XII, 2.
Quartz granitique, V, 1 et 2.
Quartz granulitique, I, 1. — II, 1 et 2. — VI, 1 et 2. — VII, 2. — VIII, 1 et 2. — X, 1. — XI, 2. — XXIV, 1. — XXV, 1 et 2.
Quartz pegmatoïde, IX, 1 et 2. — X, 2. — XI, 1 et 2.
Quartz globulaire, XI, 2. — XII, 1. — XIII, 1 et 2.
Quartz calcédonieux, XIV, 1 et 2. — XV, 2. — XVI, 1. — XVII, 1 et 2. — XVIII, 1 et 2.
Quartz grenu, XII, 2. — XIV, 1 et 2. — XV, 2. — XXI, 2.
Tridymite, XXII, 1 et 2. — XXVIII, 1 et 2. — XLVII, 2.
Opale, XIII, 3. — XVIII, 1 et 2. — XXXV, 3 et 5.

FELDSPATHS

Bibliographie.

Des Cloizeaux. *Observations sur les modifications permanentes et temporaires que l'action de la chaleur apporte à quelques propriétés optiques de plusieurs corps cristallisés.* Ann. des Mines, II, 1862.

— *Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux naturels ou artificiels, et sur les variations que ces propriétés éprouvent sous l'influence de la chaleur.* Sav. étrangers, XVIII, 1867.

— *Propriétés optiques des feldspaths.* Ann. de chimie et de physique, IV, 1875, 249.

— *Microcline,* id, IX, 1876.

Scheerer. *Untersuchung des Sonnensteins von Twedestrand.* Pogg. Ann., LXIV, 1845.

— *Mikrosk. Untersuchung verschiedener Mineralien,* id.

Stelzner. *Mikrostructur des Labradorites und Pegmatholites,* Berg. und Huttenmän. Zeitg., XXIX, 1870.

Tschermak. *Chem. mineral. Studien. Die Feldspathgruppe.* Acad. des sc. de Vienne, 1864.

GÉNÉRALITÉS

Propriétés chimiques.

Les feldspaths sont des silicates alumineux, dépourvus de fer, à bases de protoxydes alcalins ou alcalino-terreux, dans lesquels le rapport de l'oxygène, contenu dans les protoxydes, est constamment à celui de l'alumine comme 1 est à 3. Voici la liste des feldspaths actuellement connus en commençant par les plus acides :

FELDSPATHS.	DENSITÉS.	$\dot{R}$	$\frac{1}{3}\ddot{R}$	$\frac{1}{2}Si$	PROTOXYDES $\dot{R}$.		
					$\dot{K}$	Ná	Cá
Orthose	2.53 à 2 59	1	3	12	Dominante.	Accessoire.	»
Microcline. . . .	2.54 à 2.58	1	3	12	Id.	Id.	»
Albite.	2.54 à 2.64	1	3	12	Traces.	Dominante.	»
Oligoclase	2.63 à 2.73	1	3	9	Id.	Ná = 5.	Cá = 3.
Labrador.	2.68 à 2.76	1	3	6	»	Ná = 1.	Cá = 3.
Anorthite	2.69 à 2.75	1	3	4	»	»	Dominante.
Amphigène	2.45 à 2.50	1	3	8	Dominante.	»	»
Néphéline	2.58 à 2.64	1	3	4	»	Dominante.	»

Nous avons rapproché au point de vue chimique l'amphigène et la néphéline des feldspaths, bien que leurs propriétés cristallographiques les en séparent nettement.

L'oligoclase et le labrador, lorsqu'ils sont bien purs, se comportent comme s'ils étaient des mélanges, à proportion définie, d'albite et d'anorthite : il y a, entre les quantités de soude, de chaux et de silice contenues dans ces deux feldspaths, une relation qui peut se déduire des identités suivantes :

Pour l'oligoclase :

$$\underset{\text{ALBITE}}{x\,(\dot{\text{N}}\text{a}, \ddot{\text{A}}\dot{\text{I}}, 6\,\text{S}\ddot{\text{I}})} + \underset{\text{ANORTHITE}}{(1-x)(\text{C}\dot{\text{a}}, \ddot{\text{A}}\dot{\text{I}}, 2\,\text{S}\ddot{\text{I}})} = \underset{\text{OLIGOCLASE}}{[x\,\dot{\text{N}}\text{a} + (1-x)\,\text{C}\dot{\text{a}}], \ddot{\text{A}}\dot{\text{I}}, \frac{9}{2}\,\text{S}\ddot{\text{I}}}.$$

Pour le labrador :

$$\underset{\text{ALBITE}}{y\,(\dot{\text{N}}\text{a}, \ddot{\text{A}}\dot{\text{I}}, 6\,\text{S}\ddot{\text{I}})} + \underset{\text{ANORTHITE}}{(1-y)\,(\text{C}\dot{\text{a}}, \ddot{\text{A}}\dot{\text{I}}, 2\,\text{S}\ddot{\text{I}})} = \underset{\text{LABRADOR}}{[y\,\dot{\text{N}}\text{a} + (1-y)\,\text{C}\dot{\text{a}}], \ddot{\text{A}}\dot{\text{I}}, 3\,\text{S}\ddot{\text{I}}}.$$

On en déduit :

$$x = \frac{5}{8}, \qquad y = \frac{1}{4}.$$

M. Tschermak a conclu de ce fait d'expérience, déjà signalé par Sartorius de Waltershausen et Sterry-Hunt, que l'oligoclase et le labrador n'étaient que de simples mélanges isomorphes d'albite et d'anorthite, et il a admis l'existence d'un nombre indéterminé de types intermédiaires dans lesquels rentreraient l'andésine, mélange d'oligoclase et de labrador, et la bytownite, mélange de labrador et d'anorthite. L'analyse microscopique de nombreuses roches feldspathiques, notamment de celles de Santorin, jointe à l'examen chimique approfondi de leurs éléments, ne permet pas d'adopter cette ingénieuse hypothèse. Elle démontre notamment que, lorsqu'on ne tombe pas sur la composition exacte du labrador ou de l'oligoclase, on a réellement affaire à plusieurs feldspaths, qui se montrent isolés dans les plaques minces, chacun avec ses propriétés optiques caractéristiques. La démonstration est surtout facile pour les mélanges de labrador et d'anor-

thite, les cristaux microscopiques de ce dernier feldspath étant facilement attaquables par l'acide chlorhydrique à chaud.

Il n'en reste pas moins vrai que les analyses chimiques faites sur des feldspaths purs, non attaqués par des actions secondaires, vérifient les identités formulées plus haut. Mais ce fait d'expérience peut être expliqué par des groupements moléculaires intimes et n'entraîne nullement, comme conséquence forcée, l'isomorphisme de l'albite et de l'anorthite. Une fois cette loi admise pour l'oligoclase et le labrador, il est clair que leurs mélanges mécaniques, soit entre eux, soit avec l'albite ou l'anorthite, y seront encore conformes, au point de vue chimique.

Un autre ordre de considérations milite en faveur de l'individualité des feldspaths, admettant dans leur composition un mélange de chaux et de soude : la reproduction artificielle des feldspaths a fait récemment des progrès décisifs. On connaît les cristaux d'orthose développés accidentellement sur les parois d'un fourneau métallurgique de Sangershausen, en contact avec des vapeurs fluorées dues au lit de fusion, à hauteur de la zone du maximum de température. M. Hautefeuille a reproduit plusieurs feldspaths par fusion dans les tungstates alcalins. M. Vélain a constaté la présence de petits cristaux d'anorthite dans les verres provenant de l'incendie des meules de paille. Enfin nous sommes parvenus à reproduire les feldspaths par voie de simple fusion et maintien prolongé à haute température. Nous insisterons, à propos de chaque feldspath, sur l'identité de nos produits artificiels avec les cristaux d'un grand nombre de roches et notamment avec leurs microlithes feldspathiques; mais, dès à présent, il y a lieu de remarquer que les feldspaths artificiels jouissent d'une individualité propre, comme les naturels : l'angle d'extinction maximum dans la zone pg^1 est celui de l'albite, de l'oligoclase, du labrador ou de l'anorthite; et parfois nous avons obtenu simultanément deux variétés juxtaposées : oligoclase, labrador.

Nous en concluons que les feldspaths tricliniques ne sont pas isomorphes entre eux, dans le sens employé par Mitscherlich, et qu'ils doivent être soigneusement distingués les uns des autres dans les roches éruptives, dont

ils constituent un des éléments les plus importants et les plus caractéristiques.

Propriétés cristallographiques et optiques.

L'orthose est monoclinique; tous les autres feldspaths sont tricliniques, mais il s'en faut de quelques degrés seulement que le plan g^1 soit également pour eux un plan de symétrie. Tous les feldspaths ont deux plans de clivage facile p et g^1.

On peut poser en principe que le plan des axes optiques est à peu près perpendiculaire à g^1. Quelques orthoses, dits déformés, contiennent seuls leurs axes optiques dans le plan de symétrie.

Macles.

Nous aurons à étudier séparément les macles de l'orthose et celles des feldspaths tricliniques. On sait que ces derniers sont souvent caractérisés par l'accouplement de nombreuses lamelles hémitropes, de très petite épaisseur, qui constituent sur certaines faces une série de gouttières, visibles à la loupe ou à l'œil nu, sous forme de fines stries parallèles. Le microscope polarisant colore de teintes différentes ces lamelles hémitropes et donne ainsi aux feldspaths tricliniques, qui en sont doués, une apparence caractéristique.

Couleurs de polarisation.

En plaques suffisamment minces, les feldspaths se parent, entre les nicols croisés, de teintes bleuâtres ou grisâtres très adoucies, plus vives que celles de la néphéline, moins vives que celles du quartz. Il convient de faire une mention spéciale des couleurs de l'anorthite, qui sont plus accentuées que celles des autres feldspaths.

Coloration.

Les feldspaths sont par eux-mêmes incolores; les colorations roses, rouges, vertes qu'ils présentent, sont dues à des corps étrangers et notamment au fer à divers états d'oxydation. Le polychroïsme est nul.

Reflets.

Quelques-uns des feldspaths présentent des reflets chatoyants, souvent bleus, parfois rouge gorge de pigeon, etc. Tels sont les orthoses vitreux de certains rétinites et en général des porphyres pétrosiliceux du permien supérieur. Telles sont aussi les belles variétés bien connues de labrador chatoyant. Ces reflets sont dus à des réflexions multiples soit sur des plans de clivage très rapprochés, soit sur des inclusions régulièrement disposées.

Structure.

On trouve dans les roches les feldspaths sous tous les états : en *grands*

cristaux de première consolidation, en *plages granitoïdes* et en *microlithes* de seconde consolidation, parfois même, mais plus rarement, en filonnets et en druses *secondaires*.

Les grands cristaux sont en général développés suivant la face g^1; parfois l'arête $h^1 g^1$ est allongée. Les microlithes sont, le plus souvent, très allongés suivant l'arête pg^1.

Associations.

Les feldspaths les plus acides, et même parfois l'oligoclase, s'associent intimement au quartz pour former une structure spéciale dite *pegmatoïde* (voir p. 157), dont les pegmatites graphiques présentent un exemple macroscopique. C'est un cas particulier tout spécial de la structure en plages granitoïdes de seconde consolidation.

On connaît aussi des associations intimes analogues de feldspath et d'amphibole.

Les feldspaths se présentent à peu près dans toutes les séries de roches; ce sont, à proprement parler, les minéraux les plus universellement répandus et les plus importants en pétrographie.

Inclusions.

Les inclusions liquides sont très rares; les inclusions vitreuses très fréquentes, ainsi que les pores à gaz. On peut dire d'une façon générale que les inclusions vitreuses sont beaucoup plus abondantes et plus nettes dans les feldspaths des roches tertiaires que dans ceux des roches anciennes. Elles manquent à peu près entièrement dans les feldspaths des granites, sont rares dans ceux des autres roches de la série granitoïde ancienne; elles sont abondantes dans toutes les autres roches, y compris les granulites récentes. Dans une même roche volcanique, le type, dans lequel la pâte vitreuse est la plus abondante, est celui dont les feldspaths présentent le plus d'inclusions de cette espèce.

Actions secondaires.

Les feldspaths sont attaquables à la longue par les actions secondaires; le plus grand nombre de ceux des roches anciennes a été modifié par les agents séculaires; il est probable que la rareté relative des inclusions vitreuses est en partie due à cette cause; car elles sont effacées par les actions secondaires qui, se propageant le long des clivages faciles, s'attaquent d'abord au remplissage de ces inclusions.

On trouve dans les roches des épigénies d'orthose en mica blanc; les feldspaths tricliniques se transforment en calcite, en chlorite, en épidote. Tous sont susceptibles d'être épigénisés par le quartz ou l'opale.

Diagnostic.

Nous rappellerons ici que les procédés Szabo (p. 112) et Boricky (p. 105) s'appliquent spécialement à la distinction des feldspaths entre eux et rendent, à ce point de vue, les plus grands services.

L'acide fluorhydrique les détruit rapidement ainsi que l'acide hydrofluosilicique. Cependant, quand ils sont au sein d'une matière amorphe abondante, comme dans les ponces, on peut les isoler par une attaque de quelques secondes à l'acide fluorhydrique.

L'anorthite seul est rapidement attaqué par l'acide chlorhydrique à chaud.

Les feldspaths ne sont pas attirables à l'électro-aimant.

ORTHOSE

L'orthose est monoclinique; l'angle de mm sur h^1 est de 118° 48′; $ph^1 = 116° 7'$. Faces habituelles m, g^1, p, a^1, $a^{\frac{1}{2}}$. Clivages faciles suivant p et g^1, par conséquent à angle droit. Propriétés cristallographiques et optiques.

Macle habituelle suivant la loi de *Carlsbad* avec la face de composition g^1 et un axe de rotation $h^1 g^1$; cette macle se fait souvent par pénétration réciproque des deux cristaux accouplés.

Macle plus rare dite de *Baveno*, suivant la face $e^{\bar{2}}$ appartenant à la zone pg^1 et axe de rotation perpendiculaire. Cette macle donne des sections triangulaires ou encore des accouplements de cristaux se pénétrant mutuellement en forme de croix.

L'orthose est un minéral négatif, dans lequel le plus grand axe d'élasticité (α) sert toujours de bissectrice aux axes optiques. Ces derniers occupent une position variable avec les différentes espèces d'orthose et, dans un même échantillon, avec la température. De plus leur dispersion n'est pas toujours négligeable et peut devenir très forte, notamment dans certaines espèces d'orthose vitreux. Position des axes d'élasticité et optiques.

On doit à M. Des Cloizeaux la découverte de la corrélation qui existe entre la température et la position des axes optiques de l'orthose; à mesure que la température croît, ces axes, généralement situés dans un plan perpendiculaire à g^1, se rapprochent l'un de l'autre, puis se confondent en un seul et passent ensuite dans le plan de symétrie g^1, dans lequel la déformation peut devenir définitive, si la température a été suffisamment élevée. Les limites entre lesquelles ces variations ont lieu sont très éloignées : Axes optiques.

ainsi l'orthose adulaire du Saint-Gothard a ses axes optiques dans un plan perpendiculaire à g^1 (orthose non déformé), faisant entre eux un angle 2V d'environ 69°; l'orthose de Wehr chauffé à 342°,5 centigrades (déformé) a ses axes optiques dans g^1, faisant entre eux un angle 2V de 64°. Ce même orthose, à la température ordinaire de 18°,7 centigrades, n'était pas déformé et possédait un angle 2V (rayons rouges) = 13° 34′; c'est à 42°,5 centigrades que 2V devient nul pour les rayons rouges et que l'orthose de Wehr se transforme ainsi en une substance à un axe optique. Dans ce qui suit, il conviendra donc de prévoir une grande variation dans la position et dans l'angle des axes optiques, et nous prendrons pour limites de cette variation les positions extrêmes définies par M. Des Cloizeaux dans son *Manuel de minéralogie :*

Dans le plan g^1 (orthose déformé). . . . . $2V = 64°$

Dans le plan perpendiculaire à g^1 (orthose non déformé). . $2V = 69°$

La dispersion des axes optiques est aussi variable que leur position. Cependant on peut lui formuler une loi générale : pour les orthoses non déformés, l'angle 2V des rayons rouges est plus grand que celui des rayons violets, $\rho > v$; l'inverse a lieu pour les orthoses déformés.

Axes d'élasticité.

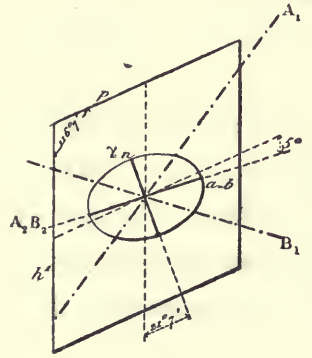


Fig. 46.
$A_1 B_1$. Axes optiques. Orthoses déformés.
$A_2 B_2$. Axes optiques. Orthoses non déformés.

La position des axes d'élasticité dans l'orthose est relativement peu variable; leur dispersion est ici négligeable. On peut admettre (fig. 46) que la bissectrice est dans g^1 à une distance angulaire moyenne de 5° (4° à 6°) de l'arête pg^1. L'arête $h^1 g^1$ se trouve ainsi à une distance de 21° 7′ de la normale optique (orthoses déformés) ou de l'axe d'élasticité moyenne (orthoses non déformés).

Il serait du plus haut intérêt de pouvoir déterminer, dans les plaques minces de roches éruptives, sinon avec précision, du moins approximativement, la position des axes optiques de l'orthose. D'après les recherches de M. E. Weiss, les variétés peu déformées dominent de beaucoup dans les granites, les

gneiss, certains trachytes et même certains basaltes ; les variétés déformées seraient plus fréquentes dans les porphyres, les rétinites, les rhyolithes et la plupart des laves volcaniques modernes. A Santorin, les sanidines des perlites sont déformées, tandis que celles des dacites correspondantes ne le sont pas.

Mais il est bien évident que la température n'est pas la seule cause qui agisse sur la grandeur relative des axes d'élasticité de l'orthose, et par suite sur la position de ses axes optiques, et que même des déformations, qui nous paraissent définitives, peuvent varier à la longue et revenir à un état d'équilibre antérieur.

Extinctions dans les zones principales.

Conformément aux données précédemment exposées (page 61), et au croquis (fig. 47), la zone h^1g^1 seule pourra être susceptible d'un maximum dans quelques orthoses très déformés. Nous prenons pour abscisse l'angle du plan de zone avec le plan initial g^1, pour ordonnée l'angle d'extinction compté à partir de l'arête de zone.

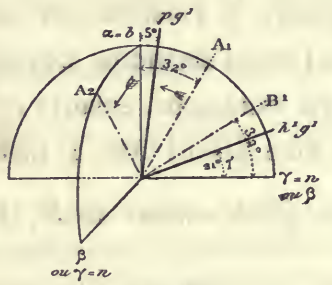


Fig. 47.

Zone pg^1.

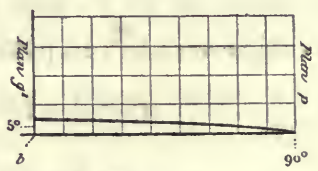


Fig. 48.

Zone pg^1. — L'épure (fig. 48) rend compte de la courbe en xy, afférente à cette zone. La valeur initiale maximum de y ne dépasse pas en moyenne 5°, et l'angle d'extinction descend ensuite jusqu'à 0° ; comme la nature de la courbe ne varie pas, lorsque la position des axes optiques change, et que ce changement n'introduit pas de nouveaux maxima ou minima, il suffit de retenir que pour cette zone, dans tous les cas, l'angle d'extinction varie entre 5° et 0°.

Zone h^1g^1. — Tout autre est la variation de la zone h^1g^1 ; à l'origine,

dans le plan g^1, la normale optique ou l'axe d'élasticité moyenne est à 21° 7′ de l'arête de zone.

I. Tant que l'orthose n'est pas déformé, c'est-à-dire tant que les axes optiques sont hors du plan g^1, l'arête de zone est contenue dans le plan de la bissectrice et de l'axe d'élasticité moyenne; entre $x = 0$ et $x = \frac{\pi}{2}$, il n'y a ni maximum ni minimum, mais bien une forte inflexion au voisinage de $x = \frac{\pi}{2} - V$, et à partir de là une courbe enveloppe dont l'ordonnée décroît de $\frac{\pi}{4}$ à 0, pour la variation correspondante de l'abscisse entre $\frac{\pi}{2} - V$ et $\frac{\pi}{2}$ (voir page 62, II).

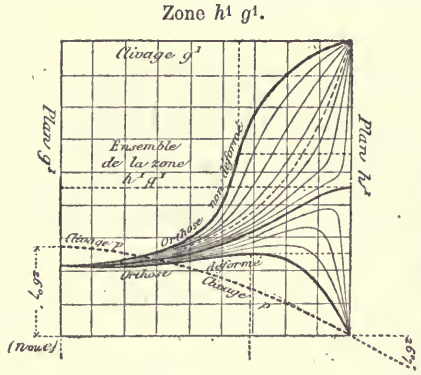


Fig. 49.

Supposons que nous ayons d'abord affaire à l'orthose du Saint-Gothard ($2V = 69°$). L'extinction rapportée à l'axe d'élasticité moyenne partira du minimum 21° 7′, puis croîtra d'abord lentement, ensuite très rapidement, dépassera 45°, et, pour le plan de la zone faisant avec g^1 un angle de $55°\ 30'\left(\frac{\pi}{2} - V\right)$, atteindra 55° 52′; pour les plans voisins de h^1, l'extinction se rapprochera de $\frac{\pi}{2}$ (fig. 49).

Prenons maintenant l'orthose de Wehr chauffé à 42°, 5 centigrades; on sait que ses deux axes optiques se sont réunis en un seul, du moins pour les rayons rouges. Pour ce cas limite, l'équation de la courbe se réduit à

$$\operatorname{tg} y = \operatorname{tg}\alpha \cos x, \quad \alpha = \beta = y_0,$$

d'où

$$\frac{dy}{dx} = -\frac{\operatorname{tg}\alpha \sin x}{1 + \operatorname{tg}^2\alpha \cos^2 x},$$

et pour

$$x = \frac{\pi}{2}, \quad \frac{dy}{dx} = -\operatorname{tg}\alpha.$$

La courbe ne présente plus de point d'inflexion entre $x = 0$ et $x = \frac{\pi}{2}$.

Avant de terminer le cas des orthoses non déformés, nous remarquerons que les courbes s'y succèdent régulièrement, de telle façon qu'en rapportant à l'origine l'extinction à la bissectrice, pour une même abscisse, les ordonnées croissent en même temps que V décroît.

En effet, l'équation (14), § 10, page 70, nous donne pour $z = \operatorname{tg} y_0$:

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{(1 - z^2 \cos^2 x) + \sin^2 V (z^2 - \cos^2 x)}{2 z \cos x \cos^2 V} = \frac{A + B \sin^2 V}{C \cos^2 V},$$

d'où

$$\frac{d(\operatorname{cotg} 2y)}{dV} = \frac{2 \sin V (A + B)}{C \cos^3 V}.$$

Le signe de cette dérivée est donc le même que celui de $A + B = (1 - \cos^2 x\ (1 + z^2) > 0$; cotg $2y$ croît donc constamment avec V, et y décroît de même.

II. Considérons le cas des orthoses déformés; les axes optiques sont situés dans le plan g^1, qui contient également l'arête de zone $h^1 g^1$. L'angle 2V des axes est d'abord très petit (voir page 62, I, 2°). Si l'on rapporte les extinctions initiales à la normale optique, elles croissent constamment entre la valeur initiale 21° 7′ et $\frac{\pi}{2}$; seulement au fur et à mesure que V augmente, les courbes se coudent de plus en plus au voisinage du plan g^1.

A 162°, 5 centigrades, l'orthose de Wehr a ses axes optiques écartés de 42°; un de ses axes optiques est perpendiculaire à l'arête de zone, et nous trouvons ici une application du cas limite précédemment étudié (page 75, § 17).

La courbe se compose d'une branche donnée par l'équation

$$\operatorname{cotg} 2y = -\operatorname{cotg} 2V \cos x,$$

et de la droite $x = \frac{\pi}{2}$.

Puis V continuant à augmenter, la courbe présente entre $x = 0$ et $x = \frac{\pi}{2}$ un maximum. Ce maximum, d'abord très marqué et voisin de $\frac{\pi}{4}$, pour des plans eux-mêmes très voisins de h^1, diminue à mesure que V augmente; pour $V = 32°$ (orthose de Wehr chauffé à 342°,5 centigrades), le minimum

initial étant toujours de 21° 7′, le maximum atteint 24° 12′ 6″ et correspond au plan de zone faisant avec g^1 un angle de 59° 25′ 42″.

Dans le cas des orthoses déformés, pour une même abscisse, la valeur des ordonnées, rapportées primitivement à la bissectrice, croît constamment avec V.

Notons que la dispersion des axes optiques pouvant être ici très sensible, l'extinction primitivement rapportée à la normale optique se fera plus vite pour les rayons violets que pour les rayons rouges.

Les variations extrêmes des courbes afférentes à la zone $h^1 g^1$ étant en relation avec la position des axes optiques dans l'orthose, on peut réciproquement induire des extinctions de l'orthose à la position de ses axes optiques. Les courbes (*fig.* 49) nous montrent que, pour cette recherche, la zone la plus favorable est $h^1 g^1$, et dans cette zone il convient de rechercher des plans relativement voisins de h^1. On peut ainsi déterminer pratiquement, dans certains cas particuliers, si l'orthose est, ou non, déformé.

Clivages faciles.

Plans de clivages faciles. — Les traces des plans p et g^1 de clivages faciles sont parallèles à l'arête de zone dans la zone pg^1.

Dans la zone $h^1 g^1$, la trace du plan g^1 est également parallèle à l'arête de zone ; le plan p a pour caractéristiques $\delta = 63° 53'$, $\varepsilon = 0$ (voir page 81, § 24).

Le tableau ci-dessous, dû à M. Thoulet, donne les angles des clivages p et g^1, dans la zone $h^1 g^1$.

I	II	III	IV	I	II	III	IV
0°	116° 7′	63° 53′	g^1	50°	107° 29′	72° 31′	$g^{5.77}$
5	116 2	63 58	$g^{1.11}$	55	105 42	74 18	$g^{11.87}$
10	115 46	64 14	$g^{1.23}$	59 24	104 0′46″	75 59′14″	m
15	115 20	64 40	$g^{1.38}$	60	103 46	76 14	$h^{8.85}$
20	114 44	65 16	$g^{1.55}$	65	101 42	78 18	$h^{8.48}$
25	113 57	66 3	$g^{1.76}$	70	99 31	80 29	$h^{4.20}$
30	113 0	67 0	$g^{2.04}$	75	97 14	82 46	$h^{2.68}$
35	111 53	68 7	$g^{2.41}$	80	94 52	85 8	$h^{1.85}$
40	110 35	69 25	$g^{2.97}$	85	92 27	87 33	$h^{1.30}$
45	109 7	70 53	$g^{3.89}$	90	90 0	90 0	h^1

I. Angle du plan de zone avec g^1.
II. Angle pg^1 sur a.
III. Angle pg^1 sur o.
IV. Notations minéralogiques des plans de zone.

Extinctions des macles de l'orthose.

1° *Macle suivant la loi de l'albite.* — L'axe de révolution étant perpendiculaire à la face d'assemblage g^1, se confond ici avec l'axe moyen ou la normale optique ; les ellip-

soïdes d'élasticité des deux cristaux maclés coïncident entre eux et le tout se comporte comme un cristal unique.

2° *Macle de Carlsbad.* — Cette macle, de beaucoup la plus fréquente, a son axe de révolution parallèle à l'arête $h^1 g^1$, sa face de composition étant g^1.

A) *Zone* $h^1 g^1$. — Cette zone sera commune aux deux cristaux maclés, $h^1 g^1$ se confondant avec $h^{1'} g^{1'}$. Tout sera symétrique par rapport aux plans $h^1 h^{1'}$ et $g^1 g^{1'}$. La courbe des extinctions du second cristal sera donc ici simplement symétrique de celle du premier cristal, par rapport à l'axe des x, qui se confondra avec l'arête de zone, la trace des plans de clivage facile $g^1 g^{1'}$ et celle du plan d'assemblage de la macle.

Les clivages faciles pp' feront entre eux des angles variant entre 52° 14′ (g^1) et 0° (h^1) (*fig.* 50).

Macle de Carlsbad. Zone $h^1 g^1$.

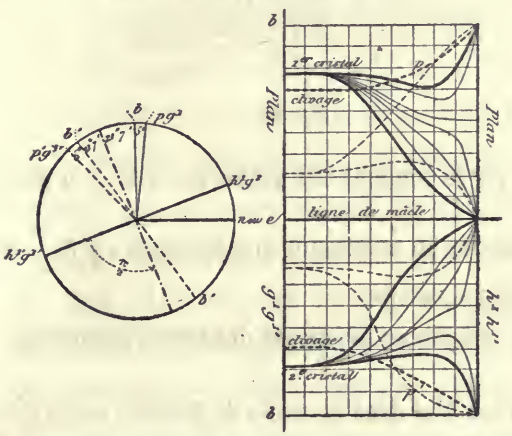


Fig. 50.

Macle de Carlsbad.
Zone pg^1.

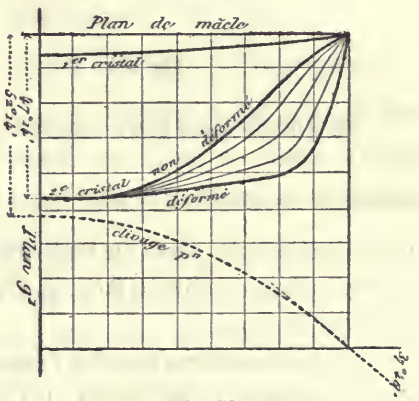


Fig. 51.

B) *Zone* pg^1. — L'ellipsoïde d'élasticité prend, comme précédemment, pour le second cristal une position symétrique de la première, par rapport à h^1 $h^{1'}$; mais l'arête de zone pg^1 ne se confond nullement avec $p' g^{1'}$; elle constitue pour le second cristal une zone dont l'extinction initiale est à 47° 14′ par rapport à la nouvelle bissectrice, et il convient de suivre sur l'épure générale les courbes auxquelles correspond cette extinction initiale, pour les différentes valeurs de V possibles dans l'orthose (*fig.* 51).

Le plan p' a pour caractéristiques :

$$\varepsilon = 0, \qquad \delta = 52° 14'.$$

Les plans p, g^1, $g^{1'}$, et la trace du plan de macle se confondent avec l'arête de zone.

3° *Macle de Baveno.* — On sait que cette macle se produit suivant la face $e^{\frac{1}{2}}$ appartenant à la zone pg^1, avec axe de rotation perpendiculaire, de telle façon que g^1 est perpendiculaire à $g^{1'}$ et p à p'.

Prenons l'arête commune pg^1, $p'g^{1'}$, perpendiculaire au plan du tableau (*fig.* 52) et représentons sur la sphère de rayon 1 la place occupée par les axes d'élasticité dans les deux cristaux maclés. On verra facilement que le plan tournant de la *zone* pg^1 est, pour le deuxième cristal, simplement en retard de $\frac{\pi}{2}$, sur les phases présentées par le premier cristal. Dès lors la courbe des extinctions du second cristal s'obtiendra en transportant, de gauche à droite et d'une valeur égale à $\frac{\pi}{2}$, l'origine de la courbe du premier cristal.

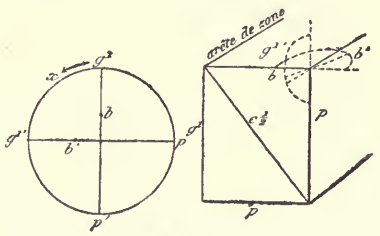


Fig. 52.

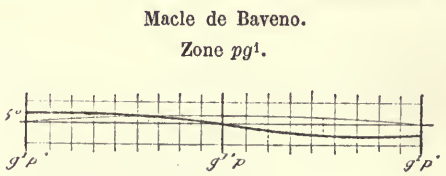


Fig. 53.

On obtient ainsi deux courbes (*fig.* 53), qui se coupent aux points $(4n+1)\frac{\pi}{4}$, et pour lesquelles la somme des ordonnées est maximum ou minimum aux points $(4n+3)\frac{\pi}{4}$, le maximum absolu étant en tout cas bien inférieur à 10°.

Les plans de clivage facile p, g^1, p', $g^{1'}$ et la ligne de macle ont des traces parallèles à l'arête de zone.

Nous ne pouvons aborder l'étude de la zone h^1g^1 dans la macle de Baveno, parce que l'arête de zone ne se trouve plus dans un des plans principaux d'élasticité du second cristal.

Résultats pratiques relatifs aux extinctions.

En résumé, les cristaux et surtout les microlithes d'orthose sont en général allongés suivant la diagonale inclinée parallèle à pg^1, ce qui donne à cette zone une importance prédominante, comme d'ailleurs dans tous les feldspaths.

Parfois cependant les faces *mm* se développent en longueur et la zone h^1g^1 peut être de quelque utilité.

La zone ph^1 est généralement reconnaissable à la symétrie de ses profils.

A) *Zone* pg^1. — On reconnaît généralement la zone pg^1 à la longueur des sections et au parallélisme des traces de clivage p, g^1. Les extinctions varient entre 5° et 0°, quelle que soit la position des axes optiques, en allant

de g^1 à p. Les microlithes, allongés suivant pg^1, présentent des sections transversales rectangulaires avec clivages parallèles aux côtés, et extinctions également parallèles. On voit fréquemment de pareilles sections dans les micro-granulites et dans les porphyres à quartz globulaire (fig. 48, page 211).

B) *Zone* h^1g^1. — Les extinctions sont à peu près communes aux différents orthoses, tant que le plan de zone est voisin de g^1; jusqu'à 45° de ce plan initial, les angles d'extinction partant de 21°, augmentent légèrement, d'autant plus vite que l'orthose est moins déformé; mais, à partir de là, les orthoses très-déformés passent par un maximum pour retomber à 0°; les autres vont à 90°; c'est là particulièrement toujours le cas des orthoses non déformés.

La trace du clivage g^1 est parallèle à l'arête de zone et l'on peut lui rapporter les extinctions précédentes; la trace du clivage p fait avec g^1 des angles variant entre 63° 53′ (g^1) et 90° (h^1); pour les plans de zone voisins de g^1, l'extinction se fait de 5° à 0° de la trace du clivage p; puis, si l'orthose est très déformé, les extinctions passent de l'autre côté du clivage p et atteignent un maximum de 8 à 10° pour retomber à 0° dans le plan h^1. Si, au contraire, l'orthose est peu déformé, les extinctions, une fois passées du côté opposé, prennent, par rapport à p, des valeurs rapidement croissantes de 0° à 90° (fig 49, page 212).

C) *Zone* ph^1. — On est prévenu qu'on a affaire à cette zone par la symétrie de ses sections et parce que les clivages pg^1 s'y croisent constamment à angle droit. Les extinctions ont toujours lieu suivant ces clivages.

Appliquons maintenant ces données aux *macles habituelles* de l'orthose.

D) *Macle de Carlsbad*. 1°) *Zone* h^1g^1. — Les clivages g^1, $g^{1\prime}$ sont parallèles à la longueur et à la macle; les clivages pp' font entre eux un angle variant entre 127°46′ et 180°, et dont les traces g^1 sont les bissectrices.

Tant qu'on reste dans les plans de la zone relativement voisins de $g^1g^{1\prime}$, on en est prévenu par l'angle pp' qui va de 127° à environ 137°; l'angle compris entre l'extinction des deux cristaux maclés reste alors voisin de 42°14′.

Si l'on a affaire à de l'orthose très déformé, cet angle va de 42° à un maximum variable et redescend ensuite à 0°.

Si l'orthose n'est pas déformé, cet angle va en augmentant de 42° à 180°, très lentement d'abord, puis très vite pour les plans voisins de h^1.

L'extinction se fait d'ailleurs symétriquement par rapport à la macle et les couleurs de polarisation doivent être les mêmes pour les deux cristaux (fig. 50, page 215).

2°) *Zone* pg^1. — Cette zone se reconnaît dans la macle de Carlsbad à ce que, dans un des cristaux, les traces des deux clivages p et g^1 sont parallèles entre elles et à la ligne de macle; dans l'autre cristal, $g^{1\prime}$ est parallèle à la précédente direction; mais p' fait avec elle un angle variant entre 52° 14′ (g^1) et 90° (p).

L'extinction part, pour le premier cristal, de 5° et pour le second de 47° 14′... différence 42° 14′. Les deux extinctions se font du même côté de la ligne de macle; puis, pour les sections voisines de p, les deux extinctions se rapprochent de 0°, avec cette différence que pour l'orthose non déformé la diminution est plus régulièrement progressive que pour l'orthose déformé (fig. 51, page 215).

3°) *Zone* ph^1. — Les cristaux présentent des clivages à angle droit, parallèles entre eux deux à deux; la macle est parallèle au plan $g^1g^{1\prime}$ et aux extinctions; les couleurs sont les mêmes.

E) *Macle de Baveno.* — La zone pg^1 y est seule intéressante et d'étude abordable.

Les clivages sont parallèles à la longueur, et les extinctions de chaque cristal sont au maximum à 5° de la longueur. Les phases étant seules différentes, les deux cristaux prennent successivement les mêmes couleurs de polarisation.

Une zone perpendiculaire à $e^{\frac{1}{2}}$ donnerait des extinctions symétriques et des couleurs identiques de part et d'autre de la macle; il est visible que, dans cette zone, la section perpendiculaire à la longueur donne des extinctions simultanées des deux cristaux maclés, suivant les plans $pg^{1\prime}$ et $p'g^1$, car

cette même section appartient dans chaque cristal à la zone ph^1, $p'h^{IV}$ (fig. 53, page 216).

F) *Macle suivant p*, avec axe de rotation perpendiculaire et rotation de 180°. Dans cette macle, assez rare, les arêtes pg^1 et ph^1 sont communes aux deux cristaux maclés; leurs plans de clivages sont parallèles entre eux. La zone d'allongement favori est ph^1, dans laquelle l'extinction se fait constamment à 0° pour les deux cristaux composants.

Structure.

On distingue dans l'orthose trois variétés principales fondées sur son état plus ou moins limpide :

1°) L'*orthose proprement dit* est abondant dans les roches granitoïdes à l'état de *grands cristaux de première consolidation* et de *plages granitoïdes de seconde consolidation;* cet orthose n'est généralement pas limpide; il a un aspect laiteux, blanc ou rosé, dû aux cassures dont il est traversé et aux impuretés qui les oblitèrent. La macle la plus fréquente qu'il présente est celle de Carlsbad.

2°) La *sanidine* est une variété vitreuse et fendillée d'orthose, commune dans les trachytes, les andésites et les phonolithes; on la connaît en *grands cristaux* et en *microlithes*. Ses plages s'éteignent rarement tout d'une pièce, entre les nicols croisés; elles présentent des ombres moirées rappelant les macles de la calcédoine. Les grands cristaux sont souvent composés de zones concentriques successives, dont les extinctions ne sont pas absolument parallèles entre elles.

Dans certains cas (andésites à sanidine et pyroxène du mont Olibano, près de Naples), ces zones concentriques, d'une netteté extraordinaire, présentent des extinctions tellement éloignées les unes des autres, qu'on ne peut songer à en attribuer la cause à de simples déformations accidentelles dans les faces de jonction des cristaux emboîtés. L'angle compris entre deux extinctions peut atteindre 40°; comme les cristaux élémentaires sont nécessairement orientés dans le même sens cristallographique, il est de toute évidence que l'ellipsoïde (E) des différentes zones ne présente pas con-

stamment la même forme, et l'on doit probablement rapporter ces déformations aux mêmes causes qui rendent si variable l'angle 2V et la position des axes optiques dans l'orthose.

D'autres fois, grands cristaux et microlithes présentent sur leurs bords une apparence frangée, due à l'association d'un grand nombre de lamelles très minces qui en font un minéral écailleux; quelques-unes de ces lamelles sont parfois tellement ténues, qu'elles n'agissent pas sur la lumière polarisée.

Quelques variétés de sanidine paraissent riches en soude.

Les macles les plus fréquentes sont ici encore celles de l'albite et de Carlsbad; dans les sanidines très écailleuses, le plan d'association g^1 est mal limité, à contours indécis.

3°) L'*adulaire* est une variété d'orthose limpide dépourvue de l'aspect fendillé, caractéristique de la sanidine. On a principalement appliqué cette dénomination à des cristaux *secondaires*, recueillis dans des druses, présentant des formes et des macles compliquées, notamment celle de Baveno.

La macle suivant p avec axe de rotation perpendiculaire n'a été signalée que dans quelques pegmatites à grands éléments de l'Oural, du Japon et de l'île d'Elbe. Dans ce dernier gisement, ces pegmatites sont de la série tertiaire.

Associations. I) Série granitoïde.

Dans la série granitoïde, l'orthose est généralement associé au microcline, à l'albite, à l'oligoclase, au quartz, au mica noir, à l'amphibole, plus rarement au pyroxène, accessoirement au sphène et à l'apatite.

1° Les *gneiss glanduleux* doivent leur apparence à des noyaux feldspathiques, généralement allongés suivant l'arête pg^1, dont le développement métamorphique doit être rapporté à une influence de contact du granite ou de la granulite. Le développement secondaire de grands cristaux de feldspath, dans les fragments de gneiss englobés par le granite ancien, est un fait indubitable dans un grand nombre de localités (Café des Mûres, près de Mont-Saint-Vincent, Saône-et-Loire). L'action de la granulite n'est pas moins patente, dans bien des cas.

Pl. V, fig. 1.

2° Dans le *granite* ancien, l'orthose se présente à l'état de cristaux de première consolidation, brisés et corrodés, et sous forme de plages grani-

toïdes de seconde consolidation, souvent injectées de minces veinules siliceuses, constituant avec le quartz le ciment des éléments plus anciens. Il n'est nullement prouvé que les grands cristaux d'orthose, habituellement violacés, qui donnent à ce granite l'apparence porphyroïde, soient exclusivement de consolidation ancienne : c'est, en effet, sous cette forme que le feldspath émigre du granite pour injecter les gneiss, soit en veinules, soit en noyaux glanduleux.

3° Dans les *granulites* et les *micro-granulites*, l'orthose affecte les mêmes formes que dans le granite; cependant les cristaux, qui prêtent à certaines variétés de ces roches l'apparence porphyroïde, sont ici généralement de consolidation ancienne; leur allongement favori a lieu suivant $h^1\,g^1$, et ils présentent souvent la macle de Carlsbad avec pénétration des deux individus composants. Pl. VIII, fig. 1. Pl. X, fig. 1.

Les plages granitoïdes de seconde consolidation sont susceptibles d'affecter ici deux états distincts : l'état granulitique et l'état pegmatoïde.

Il y a des variations considérables de grains dans ces deux états : sous forme granulitique, l'orthose, généralement antérieur au quartz de dernière consolidation, tend à passer à l'état de microlithes indépendants; on trouve, en effet, dans les micro-granulites de véritables petits cristaux raccourcis d'orthose de seconde consolidation; les sections rectangulaires y sont fréquentes et les extinctions se font alors suivant les côtés; il y a développement égal des faces p et g^1, et la section transversale de ces petits cristaux, rarement maclés, se présente sous la forme carrée. Pl. XII, fig. 1.

L'état pegmatoïde est caractérisé par une cristallisation simultanée du quartz et du feldspath; bien que de seconde consolidation, l'orthose est susceptible de présenter alors des contours cristallins; dans ce cas, il passe à des formes concrétionnées ou drusiques; les plus beaux cristaux d'orthose des collections proviennent des pegmatites graphiques. On y trouve une association fréquente des trois feldspaths les plus acides, orthose et microcline en grandes plages, albite en filonnets microscopiques; l'albite est souvent associé à des veinules de quartz, indépendamment des cristaux en trémie du même minéral, que nous avons décrits (page 191). Pl. XI, fig. 1.

Dans les *granulites récentes*, l'orthose se présente sous un état intermédiaire entre l'adulaire et la sanidine; les zones d'accroissement y sont fort belles et souvent très nombreuses; les inclusions vitreuses à contours polygonaux abondantes. La macle, suivant p, s'y montre accidentellement.

4° Les *syénites* contiennent parfois un orthose chatoyant, riche en inclusions. Le reflet, produit par réflexion à peu près suivant la face h^1, paraît dû à des microlithes d'apparence métallique, alignés suivant l'arête $h^1 g^1$; ils sont associés à des octaèdres de fer oxydulé et à des lamelles de fer oligiste.

Pl. XLV, fig. 1. Dans les *micascites* et les *syénites éléolitiques*, l'orthose, associé au microcline et à l'oligoclase, se trouve développé conjointement avec la néphéline; on y a signalé des inclusions liquides (syénite à éléolite).

L'orthose de ces différentes roches paraît principalement en plages granitoïdes de seconde consolidation.

D'après M. Des Cloizeaux, l'orthose labradorisant de Fredrikswärn et un certain nombre des orthoses, associés au microcline, ont leur bissectrice plus éloignée de l'arête pg^1 que d'habitude, et à environ 10° de cette arête.

II) Série trachytoïde. Dans la *série trachytoïde*, la macle dominante est encore celle de Carlsbad:

1° Dans les *porphyres pétrosiliceux*, l'orthose est déjà vitreux et mérite le nom de sanidine; mais ses cassures se confondent avec les clivages et sont très régulières. C'est à ces clivages très rapprochés qu'il convient de rapporter le reflet bleu dont sont doués les grands cristaux d'orthose d'un certain nombre de porphyres permiens. A un fort grossissement, ces clivages sont jalonnés par de petits corpuscules opaques, allongés, sinueux, probablement dus à des actions secondaires.

Outre les grands cristaux de première consolidation, ces mêmes porPl. XII, fig. 2. phyres contiennent çà et là des parties où les éléments du magma récent se sont entièrement transformés en quartz granulitique et en microlithes d'orthose; généralement ces sortes de boutonnières, alignées par la fluidalité, sont bordées d'une zone riche en sphérolithes à croix noire. C'est la transition entre l'état entièrement cristallisé du centre des boutonnières, et l'état presque amorphe du reste de la pâte.

Dans les *rhyolithes*, on trouve tous les passages entre la sanidine typique des trachytes et un orthose dans lequel l'état vitreux a déjà été en partie effacé par les actions secondaires. L'orthose exerce une véritable attraction sur la silice secondaire des rhyolithes; il est épigénisé en tout ou en partie, et transformé en quartz globulaire ou en calcédoine; alors les clivages disparaissent; les teintes de polarisation deviennent plus vives, et les contours rectilignes se changent en une bordure mamelonnée. Pl. XVII, fig. 1.

2° Les *porphyres syénitiques* et les *porphyrites* présentent des variétés riches en grands cristaux d'orthose, généralement associés à de l'oligoclase ou à du labrador également en grands cristaux, et à des microlithes s'éteignant à peu près suivant leur longueur. L'élément ferrugineux est le mica noir, la hornblende et plus rarement l'augite.

L'orthose y est parfois adulaire, avec zones d'accroissement bien marquées; mais le plus souvent il a subi des actions secondaires intenses et notamment une transformation partielle en épidote, ou en quartz globulaire.

Dans les *trachytes* et les *andésites*, l'association minéralogique est analogue; mais le type dominant est celui de la sanidine; les zones d'accroissement sont visibles, le grain central souvent fragmentaire, les inclusions vitreuses très fraîches. Il y a parfois, quoique rarement, absence de clivages et les fendillements deviennent irréguliers. Les actions secondaires sont du même genre que celles décrites à propos des rhyolithes; la silicification est cependant ici moins intense.

Certains trachytes présentent l'orthose non seulement en grands cristaux, mais encore en microlithes; ils sont alors assez peu allongés suivant l'arête pg^1 et présentent, par rapport aux autres microlithes feldspathiques, des formes trapues, souvent rectangulaires. L'extinction s'y fait suivant les côtés du rectangle; les macles sont rares.

M. Kalkowsky a récemment signalé, dans le *piperno* des champs Flégréens, près de Naples, que sa description range parmi les trachytes à pyroxène, une forme d'association spéciale des microlithes de sanidine; ils y constitueraient des sphérolithes de seconde consolidation. Comme Pl. XXI, fig. 1.

M. Kalkowsky ne base sa détermination que sur une analyse en bloc de cette roche et sur l'absence de lamelles hémitropes, sans spécifier les angles maxima d'extinction de ces microlithes par rapport à leur longueur, il y a lieu de compléter cette intéressante observation.

D'après nos échantillons de même provenance, l'extinction des microlithes sphérolithiques se fait exactement et constamment suivant leur longueur. Un essai de la matière fondamentale de la roche, choisie de façon à être à peu près entièrement dépourvue de grands cristaux et prise dans une partie très sphérolithique, a donné, par le procédé Szabo, les nombres suivants (voir page 112) :

1er ESSAI. (Flamme la moins chaude.)			2e ESSAI. (Flamme la plus chaude.)			3e ESSAI. (Flamme la plus chaude avec gypse.)		
Na	K		Na	K		Na	K	
	1 verre.	2 verres.		1 verre.	2 verres.		1 verre.	2 verres.
3	1	0	4	1	0	5	2	Traces.

La roche d'Ischia, de même formation, a donné des résultats identiques. Elle contient également de la sodalite; mais ses microlithes sont maclés suivant la loi de l'albite et elle présente en outre du mica noir.

Les propriétés optiques et les nombres obtenus par le procédé Szabo concordent donc avec les propriétés connues de l'oligoclase.

3° Les *phonolithes* possèdent une sanidine en grands cristaux et en microlithes, dont le caractère essentiel est d'être extraordinairement lamelleuse Généralement les macles y sont mal définies et les cristaux zonés rares.

Reproduction artificielle de l'orthose.

Pour reproduire l'orthose, nous avons eu recours au procédé qui nous a donné les autres feldspaths. Nous avons employé, comme matière première, soit un mélange de silice et d'alumine avec le carbonate de potasse, soit l'adulaire ou le microcline porphyrisés. Après fusion complète de la

matière, nous l'avons soumise à un recuit prolongé à haute température; nous avons poussé certaines de nos expériences pendant plus de huit jours, tandis que, pour les autres feldspaths, quarante-huit heures suffisent.

Avec les éléments de l'orthose, on n'arrive jamais par voie ignée à une cristallisation nette et facile, comme celle qui caractérise les autres feldspaths. Dans tous les cas, quelle que soit la durée du recuit, on obtient une matière vitreuse chargée d'un réseau délicat de productions d'une finesse extrême, s'éteignant chacune dans le sens de la longueur, mais ne polarisant fortement qu'en plaques d'une épaisseur dépassant $0^{mm},1$. Ces productions sont disposées en petits groupes, dans lesquels elles sont alignées en deux directions à angle droit; mais d'un groupe à l'autre l'orientation varie. Ce sont bien là des phénomènes de cristallisation naissante, et non de simples effets de trempe, qui cependant ne font pas entièrement défaut; le réseau ne tourne pas quand on fait mouvoir le polariseur seul. D'ailleurs les lamelles élémentaires se voient parfois à la lumière naturelle. L'apparence générale, entre les nicols croisés, est celle d'un réseau à angle droit de fines stries blanches, qui reste à 45 degrés des plans principaux des nicols, quelle que soit l'orientation de la plaque. Pl. XX, fig. 6.

Les phénomènes que nous venons de décrire, s'expliquent si l'on suppose que dans la matière vitreuse il s'est développé des lamelles cristallines, parallèles à g^1, trop minces pour polariser autrement que sur leur tranche, mais assez grandes pour que celles qui sont perpendiculaires à la lame mince la traversent intégralement. Ces lamelles, appartenant à l'orthose, s'éteignent parallèlement à leurs arêtes dans la zone ph^1, la seule dans laquelle elles soient visibles, et ont leur maximum d'éclairement à 45°. Une confirmation de cette hypothèse nous a été fournie par ce fait qu'un lacis de fines aiguilles s'éteignant constamment suivant leur longueur, telles que celles de l'hémoglobine par exemple, donne entre les nicols croisés le même réseau éclairé constamment à 45° de leurs plans principaux.

Sous le rapport de la reproduction par voie ignée, l'orthose se comporte donc d'une manière tout à fait différente de celle des autres feld-

spaths. Il n'a aucune tendance à prendre naissance sous la forme microlithique ordinaire. De tels faits nous expliquent la rareté des microlithes d'orthose dans les roches qui ne contiennent pas un excès de silice libre. Les déterminations dans lesquelles les microlithes feldspathiques ont été rapportés à l'orthose, doivent plus que jamais devenir l'objet d'une révision sévère.

Ces faits font voir aussi pourquoi l'orthose se montre presque exclusivement dans des roches où l'intervention des agents volatils semble avoir joué un rôle important.

M. Hautefeuille a obtenu des cristaux artificiels d'orthose en fondant les éléments de ce minéral dans un excès de tungstate alcalin. Il chauffe, pendant quinze à vingt jours, à une température voisine de 1 000° un mélange pesé de silice, d'alumine et de tungstate acide de potasse. L'opération une fois terminée, la matière est traitée par l'eau bouillante, qui dissout le tungstate alcalin en excès et laisse intacts les cristaux de feldspath formés.

Enfin on a observé, dans quelques fourneaux industriels, la production par sublimation de cristaux d'orthose (Sangershausen, Laimbach, Stolberg).

RENVOI AUX PLANCHES.

I, 1. — V, 1 et 2. — VII, 2. — VIII, 2. — X, 1 et 2. — XI, 1 et 2. — XII, 1 et 2. — XIV, 1 et 2. — XVII, 1. — XVIII, 1 et 2. — XX, 6. — XXI, 1 et 2. — XXII, 1 et 2. — XXVII, 1 et 2. — XXVIII, 1 et 2. — XLV, 1 et 2. — XLVI, 1 et 2. — XLVII, 1 et 2. — XLVIII, 1 et 2.

FELDSPATHS TRICLINIQUES

GÉNÉRALITÉS.

Extinctions dans les zones principales.

Dans la plupart des feldspaths tricliniques, les arêtes principales de zone ph^1, pg^1, h^1g^1 ne sont plus situées dans les plans principaux d'élasticité; tantôt la distance des arêtes principales de zone aux plans contenant les axes d'élasticité est assez petite pour être négligée dans une première approximation; tantôt il nous faudra construire la courbe point par point; la projection gnomonique sur le plan tangent à la sphère de rayon 1, au point où l'arête de zone la perce, fournit une construction géométrique simple de cette courbe (voir p. 63).

Au moyen d'une épure et en partant des données numériques, dues à M. Des Cloizeaux, qui déterminent la position des axes d'élasticité et optiques pour la plupart des feldspaths, données que l'on trouvera résumées plus loin à propos de chacun d'eux, on peut construire les courbes donnant la variation des angles d'extinction dans les deux zones les plus importantes pg^1, ph^1.

La zone pg^1, correspond à l'allongement habituel des microlithes feldspathiques.

La zone ph^1, ou du moins une zone voisine ayant pour arête la perpendiculaire à g^1, présente aussi une grande importance pratique, parce qu'elle comprend toutes les sections dans lesquelles deux lamelles hémitropes suivant la loi de l'albite s'éteignent symétriquement de part et d'autre de la ligne de macle. Lorsque le feldspath triclinique n'est pas maclé, cette

zone est encore précieuse, parce qu'elle présente des sections presque rectangulaires, qui ne s'éteignent pas, comme les sections similaires de l'orthose, suivant leurs côtés.

Nous résumons dans le tableau ci-dessous les données numériques relatives à ces deux zones importantes dans les différents feldspaths, y compris l'orthose. On verra, par la comparaison des maxima, assez faciles à trouver pratiquement en général, que l'étude attentive de ces zones suffit pour déterminer la nature des microlithes et des grands cristaux feldspathiques :

FELDSPATHS.	ZONE pg^1. MICROLITHES ALLONGÉS SUIVANT pg^1.		ZONE PERPENDICULAIRE A g^1. EXTINCTIONS SYMÉTRIQUES DE PART ET D'AUTRE DE LA MACLE, ou sections non maclées presque rectangulaires.	
	Extinctions rapportées à la longueur des microlithes.	Extinctions de deux lamelles hémitropes suivant la loi de l'albite.	Extinctions rapportées à la trace du plan g^1.	Extinctions de deux lamelles hémitropes suivant la loi de l'albite.
	(1)	(2)	(3)	(4)
Orthose.	0° à 5°	0°	0°	0°
Microcline.	0 à 16	0 à 31°	0 à 18°	0 à 36°
Albite.	0 à 19	0 à 12	0 à 15 45′	0 à 31 30′
Oligoclase.	0 à 2	0 à 3	0 à 18 30	0 à 37
Labrador.	0 à 17° ou à 27	0 à 18	0 à 31 15	0 à 62 30
Anorthite.	0 au delà de 30	0 au delà de 40	0 au delà de 37 21	0 au delà de 74 42

On voit que la zone pg^1, à elle seule, est suffisamment caractéristique pour les feldspaths, quand ils se présentent en microlithes allongés suivant cette arête, ce qui est un cas fréquent dans un grand nombre de roches, mélaphyres et basaltes, porphyrites, trachytes et phonolithes, perlites récentes. Ces microlithes sont en général très allongés par rapport à leur épaisseur, et l'œil néglige de lui-même toutes les sections qui ne se rapportent pas à la zone pg^1; les expériences peuvent être multipliées à souhait; si donc il n'y a pas un mélange de diverses espèces, ou du moins si l'on

peut les classer par catégories tranchées, la détermination optique, si rapide et d'un usage si facile, peut être susceptible d'une grande précision.

La difficulté est beaucoup plus grande dans le cas, fréquent aussi, où l'on a affaire à des plages feldspathiques étendues dans tous les sens et souvent dénuées de contours réguliers. Tel est le cas d'un grand nombre de roches granitiques, dioritiques et diabasiques, et des cristaux de première consolidation des roches microlithiques; il permet généralement de reconnaître un certain nombre de sections appartenant à la zone perpendiculaire à g^1, caractérisées par ce fait que les lamelles hémitropes s'éteignent symétriquement de part et d'autre de la ligne de macle; on a même souvent à considérer des réseaux maclés à angle droit que nous étudierons plus loin et qui appartiennent fréquemment à la zone perpendiculaire à g^1. D'autres fois, quand les feldspaths ne sont pas maclés, on peut admettre que les sections feldspathiques presque rectangulaires appartiennent souvent à cette zone.

Le tableau ci-dessus montre que l'étude de pareilles sections ne peut séparer le microcline, l'albite et l'oligoclase; mais il convient de remarquer que les macles du microcline sont généralement caractéristiques dans cette zone; d'autre part l'oligoclase peut être reconnu au grand nombre de ses sections dont les lamelles hémitropes s'éteignent presque simultanément (zone pg^1). Quant au labrador et à l'anorthite, ils se distinguent des feldspaths précédents par leurs angles [colonne (4)] dépassant 37°; si même on trouve des angles dépassant 63°, ils sont à rapporter à l'anorthite exclusivement.

Macles caractéristiques.

Les feldspaths tricliniques présentent fréquemment trois macles caractéristiques :

1° *Macle de l'albite :* face de composition g^1, axe de rotation perpendiculaire et rotation de 180°.

2° *Macle du périkline :* face de composition p, axe de rotation ph^1, rotation de 180°.

3° *Macle de Baveno :* face de composition $i^{\frac{1}{2}}$, axe de rotation perpendicu-

laire et rotation de 180°. La face $i^{\frac{1}{2}}$ appartient à la zone $pg^1\ e^{\frac{1}{2}}$ et remplace ici la face $e^{\frac{1}{2}}$ de l'orthose.

Ces trois macles se combinent souvent entre elles; les deux premières donnent naissance à de nombreuses et minces lamelles hémitropes accouplées entre elles. A ces trois macles, il faut ajouter celle *de Carlsbad* décrite plus haut à propos de l'orthose et fréquente aussi dans les feldspaths tricliniques.

Macle de l'albite.

La macle de l'albite, la plus fréquente de toutes, donne un intérêt particulier aux extinctions des différents feldspaths tricliniques dans la face p de clivage facile, ou plutôt dans la face perpendiculaire à g^1 et passant par l'arête pg^1, face qui se confond à peu près avec la précédente : au lieu de mesurer dans la face p l'angle d'extinction par rapport à l'arête pg^1, on mesure de préférence l'angle compris entre l'extinction successive de deux lamelles hémitropes accouplées, dans la face passant par pg^1 et une perpendiculaire à g^1; cet angle a pour bissectrice la ligne de macle, et se trouve sensiblement égal au double de l'angle cherché.

Le tableau suivant donne les extinctions des feldspaths tricliniques dans les faces de clivage facile p, g^1; il est déduit des données numériques dues à M. Des Cloizeaux :

	EXTINCTIONS DANS LES FACES			
	passant par pg^1 et une normale à g^1 entre deux lamelles hémitropes suivant la loi de l'albite.	g^1 à partir de l'arête pg^1.		
Microcline	30° à 32°	5° à 7°		
Albite	7 à 8	18 à 20	quelques péristérites du Canada.	15° à 17°
Oligoclase	2 à 3	1 à 3	quelques variétés de Mineral-Hill.	5 à 7
Labrador	10 à 14 30′	26 à 28	quelques variétés de Finlande.	16 à 18
Anorthite	57 à 74	31		

Macle du périkline.

Une autre macle fréquente dans les feldspaths tricliniques est celle que l'on connaît sous le nom de *macle du périkline*. Nous avons dit que cette

macle a pour face de composition p et pour axe de rotation ph^1; elle détermine sur la face g^1 la juxtaposition d'une série de lamelles hémitropes qui présentent de l'analogie avec celles que la macle de l'albite détermine suivant la face p. On peut remarquer que l'axe de rotation ph^1 de la macle du périkline est très voisin de celui de la macle de l'albite, qui est perpendiculaire à g^1; pour le microcline les deux axes se confondent; ils font un angle d'environ 3° dans les autres feldspaths tricliniques. Il en résulte que lorsque ces deux macles se juxtaposent dans un même individu cristallin, les quatre séries de lamelles hémitropes s'éteignent simultanément deux à deux, circonstance qui se justifie rigoureusement pour les deux séries de lamelles appartenant au même cristal et ayant le même ellipsoïde d'élasticité; quant aux deux autres séries, qui ont subi une rotation de 180° autour de deux axes de rotation très voisins l'un de l'autre, leurs ellipsoïdes d'élasticité ne coïncident plus absolument : encore convient-il de rappeler ici que les macles ne s'effectuent rigoureusement ni suivant g^1, ni suivant p, et la tendance des petites lamelles hémitropes est de se disposer le plus symétriquement possible.

Ces deux sortes de macles s'associent fréquemment et déterminent dans la zone ph^1 un réseau, presque à angle droit, de lamelles hémitropes; le microcline, l'oligoclase, le labrador, l'anorthite présentent de nombreux exemples de cette double structure hémitrope.

Tantôt l'association paraît tellement intime qu'il est impossible, aux plus forts grossissements et avec des plaques extrêmement minces, de saisir la séparation de deux lamelles hémitropes voisines, et la façon dont le premier système chevauche à angle droit sur le second. Tel est le cas habituel et caractéristique du microcline.

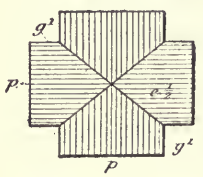
Tantôt, au contraire, les petites lamelles hémitropes sont nettement définies et les plans de macle sont même parfois visibles sans le secours de la lumière polarisée; lorsque les plaques sont suffisamment minces, on constate qu'il n'y a pas chevauchement, mais simplement juxtaposition des deux systèmes à angle droit. Tel est le cas habituel des feldspaths tricliniques autres que le microcline. Dans les nombreux cas qu'il nous a été

donné d'étudier, le fait dominant est l'extinction simultanée des deux séries de lamelles à angle droit, deux par deux. Nous avons vu que la combinaison de la macle de l'albite et de celle du périkline donne une explication suffisante de ce fait. Remarquons ici que les deux zones respectivement perpendiculaires, l'une à g^1, l'autre à p, peuvent seules donner des sections dans lesquelles les réseaux de lamelles hémitropes se coupent à peu près à angle droit.

Macle de Baveno.

La macle de Baveno est souvent bien développée dans les grands cristaux de feldspaths tricliniques de la série trachytoïde, notamment dans les cristaux d'oligoclase des micro-granulites ou de labrador des porphyrites. On voit alors deux individus, maclés suivant la loi de l'albite, se pénétrer en forme de croix et se toucher en biseau. Là aussi on peut donc trouver des associations de fines lamelles hémitropes à angle droit. Mais il est relativement aisé de les distinguer des combinaisons précédentes (albite-périkline).

Macles de Baveno et de l'albite, section h^1.



Macles du péricline et de l'albite, zone ph^1.

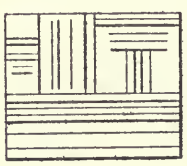


Fig. 54.

D'abord les axes de rotation des deux macles (albite-Baveno) ne coïncident plus même approximativement; il y aura donc quatre extinctions distinctes pour les quatre systèmes de lamelles hémitropes.

En second lieu, on distingue en général la face de composition de la macle de Baveno, et il n'y a plus enchevêtrement complet des divers cristaux composants.

Les feldspaths tricliniques à l'état microlithique présentent souvent aussi des associations en forme de croix rectangulaire ou parfois oblique. Mais elles ne peuvent plus entrer dans les catégories précédentes; chacun des microlithes, concourant ainsi vers un centre unique, est allongé suivant l'arête pg^1, et ne touche ses voisins que par une de ses extrémités, point de départ probable du phénomène de cristallisation; car l'extrémité libre se termine souvent par de vraies arborisations. Tantôt chacun des quatre individus ainsi croisés est simple, tantôt il se compose de quelques lamelles accouplées suivant la macle de l'albite.

A toutes ces macles, se joint celle de Carlsbad, qui est aussi fréquente dans les feldspaths tricliniques que dans l'orthose et qui parfois subsiste seule. Macle de Carlsbad.

Cette macle a causé d'assez nombreuses erreurs d'appréciation au sujet de la nature des feldspaths de première consolidation d'un certain nombre de roches; ainsi les cristaux du Labrador des andésites à pyroxène de Santorin contiennent très-rarement des lamelles hémitropes multiples et ne présentent que la macle de Carlsbad; ils ont été longtemps considérés comme des cristaux de sanidine, et les roches qui les contiennent ont été prises pour des trachytes.

Cependant leurs propriétés optiques permettaient à elles seules d'éviter cette erreur : les sections presque rectangulaires de la zone ph^1 ne s'éteignent pas en effet parallèlement à leurs côtés, comme cela aurait lieu pour la sanidine.

MICROCLINE

Propriétés cristallographiques et optiques.

Dans le microcline, l'angle des deux clivages faciles pg^1 est voisin de 90°; on peut l'estimer en moyenne à 90° 16′. Les autres angles sont voisins de ceux de l'orthose.

Axes d'élasticité et optiques.

On doit à M. Des Cloizeaux des données qui permettent de repérer avec une précision suffisante la position des plans principaux d'élasticité du microcline.

Prenons l'arête pg^1 perpendiculaire au plan de la *fig.* 55; soit Z sa trace sur la sphère de rayon 1. Le plan contenant la bissectrice et l'axe d'élasticité moyenne fera, dans l'angle obtus, $pg^1 = 90° 16′ =$ angle Z :

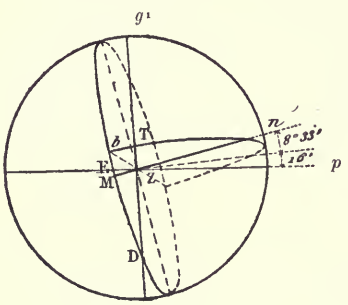


Fig. 55.

Avec p.	un angle de	81° à 82° = angle E.
Avec g^1	un angle de	27° 41′ = angle D.

Le triangle sphérique ZDE est ainsi complètement déterminé; son côté ZE est égal, d'après M. Des Cloiseaux, à 15° 27′.

Il nous est facile maintenant de repérer le point n où la normale optique vient percer la sphère, et qui sert de pôle au grand cercle précédent. Menons, en effet, par Z le grand cercle perpendiculaire au grand cercle ED; il vient couper ce dernier en M, et l'on a :

$$MZE = 8° 49′, \quad MZ = 15° 17′.$$

Le plan des axes optiques passe par n; il s'abaisse d'avant en arrière (en supposant qu'on ait l'arête obtuse pg^1 en haut, à droite, et perpendiculaire au plan du tableau vertical), et sa trace sur g^1 fait avec pg^1 un angle ZT = 5° à 6°; le grand cercle nTb déterminera, par son intersection avec le précédent, la bissectrice b. Comme l'orthose, le microcline est négatif; la bissectrice b correspond au plus grand axe d'élasticité.

M. Des Cloizeaux donne, pour l'écartement des axes optiques d'un microcline de Mursinsk, une série de valeurs dont on peut déduire la moyenne $2V = 83°42'$. Cet angle paraît légèrement variable avec les diverses espèces de microcline; cependant, il correspond avec assez d'exactitude aux extinctions connues des faces p et g^1.

Zone pg^1. — L'arc de grand cercle bM, perpendiculaire au plan des axes optiques, est très petit et au plus égal à 5°. Extinctions dans les zones principales.

Si donc on fait tourner l'ellipsoïde d'élasticité du microcline d'environ 5° autour de sa normale optique, b viendra en M (*fig.* 55) et *l'arête* pg^1 *sera contenue dans le plan de la bissectrice et de la normale optique* à une distance $y_0 = MZ = 15°17'$ de la bissectrice, c'est-à-dire intérieurement au plus petit angle fait entre eux par les axes optiques. La courbe des extinctions décroîtra donc de 15°17' à 0°, sans passer par des maxima ou des minima, lorsque le plan de zone passera du plan des axes optiques à un plan contenant pg^1 et l'axe d'élasticité moyenne.

Si l'on a affaire à deux lamelles hémitropes suivant la loi de l'albite, l'axe de rotation étant perpendiculaire à g^1, l'ellipsoïde d'élasticité du second cristal prendra, par rapport à cet axe, une position symétrique du premier, et il est facile de voir que cette position peut être atteinte au moyen d'une rotation de $180° - 2 \times 8°33' = 162°54'$ autour de l'arête pg^1, restée commune aux deux cristaux (*fig.* 56). La courbe d'extinction du second cristal sera donc simplement celle du premier dont on aurait transporté l'origine à 162°34' dans le sens des x positifs.

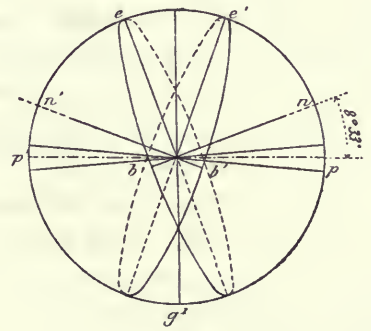


Fig. 56.

Zone pg^1.

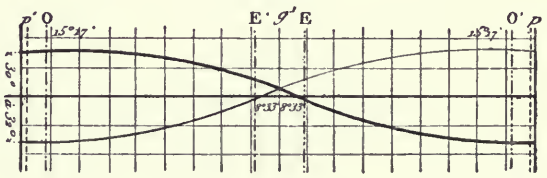


Fig. 57.

OO', Plans des axes optiques.
EE', Plans contenant les axes d'élasticité moyenne.

Il en résulte que les deux courbes se coupent à mi-distance, pour $x = 81°27'$, c'est-à-dire au point même où le plan de zone se confond avec la face g^1. La somme en valeur absolue de leurs ordonnées est maximum ou minimum 90° plus loin, pour $x = 171°27'$; car il est facile de voir que, de part et d'autre de cette abscisse, à une même distance portée sur l'axe des x, dans le sens positif pour une des courbes et dans le sens négatif pour l'autre, les ordonnées de la courbe inférieure sont égales aux ordonnées de la courbe supérieure en valeur absolue. Il y a donc maximum si les deux courbes pré-

sentent leur concavité vers l'axe des x, et minimum dans le cas contraire. Pour le microcline, dans l'espèce, il y a maximum, et ce maximum correspond à la face de zone perpendiculaire à g^1 ; on sait qu'elle se trouve à environ 16′ des faces p et p'. On en conclura donc que, pour la zone pg^1, l'angle maximum, compris entre les extinctions successives de deux lamelles hémitropes de microcline, correspond précisément aux nombres que M. Des Cloizeaux nous a fait connaître, 30° à 32°, et coïncide à peu près avec la phase de la zone pg^1, pour laquelle des microlithes de ce feldspath s'éteindraient le plus loin de leur longueur (*fig.* 57).

Zone perpendiculaire à g^1. — En partant des données précédentes et au moyen du procédé graphique, on recueille sur cette zone les données suivantes : choisissons pour plan originaire le plan contenant l'arête pg^1 ; il est, dans tous les feldspaths tricliniques, très voisin de p ; pour le microcline, on peut le considérer comme coïncidant avec cette face. L'épure, pour $2V = 83°42'$, indique (*fig.* 58) dans ce plan une extinction à 15° 30 de l'arête de zone ou de la ligne de macle qui lui est normale; cette extinction diminue à mesure que le plan de zone s'éloigne du plan contenant la normale optique; l'extinction est à 0° pour $x = 74°$ environ ; puis elle change de signe et croît rapidement ; la courbe passe par un point d'inflexion. Dans le plan de la zone perpendiculaire à pg^1 (Q), l'extinction est à 11° ; puis elle passe par un maximum de 18° en valeur absolue pour $x = 120°$, et décroît lentement ensuite jusqu'au plan contenant pg^1 (P), où elle retrouve sa valeur initiale changée de signe, 15° 30′.

Zone perpendiculaire à g^1.

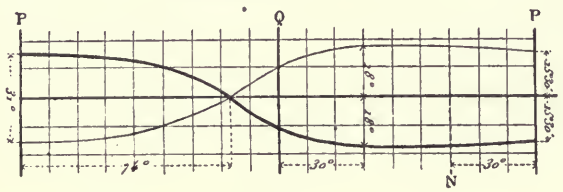


Fig. 58.
P, Plan contenant pg^1.
Q, Plan normal à pg^1.
N, Plan contenant les normales optiques.

Dans les cristaux maclés suivant la loi de l'albite, nous savons que, pour la zone perpendiculaire à g^1, tout se passera symétriquement de part et d'autre de la ligne de macle ; en d'autres termes, la courbe des extinctions du second cristal est symétrique de la première, par rapport à l'axe des x (*fig.* 58). Il en résulte que, si l'on mesure l'angle compris entre les extinctions successives de deux lamelles hémitropes de microcline, lorsqu'elles se font symétriquement de part et d'autre de la macle, on peut trouver toutes les valeurs comprises entre 0° et 36°, ainsi que les *suppléments* de ces valeurs : tel est le résultat pratique à retenir pour la zone perpendiculaire à g^1.

Structure. Pl. VII, fig. 1.

Nous avons déjà insisté sur ce fait que le microcline paraît présenter constamment une association des macles de l'albite et du périkline, association tellement intime qu'il est difficile, sinon impossible, de saisir, même

aux plus forts grossissements et dans les plaques les plus minces, les plans de séparation des lamelles hémitropes.

Cette structure communique au microcline une apparence quadrillée, à réseau estompé, qui permet de le distinguer à première vue des autres feldspaths tricliniques.

On le trouve principalement en *plages granitoïdes de seconde consolidation*. Il est inconnu ou méconnu sous forme de microlithes.

Le microcline est constamment associé à l'orthose auquel il se mélange en toute quantité, et qui forme le fond et comme le support des lamelles maclées de microcline. Quand on examine au microscope, entre les nicols croisés, une plaque de microcline taillée à peu près suivant la face p, une partie de l'ensemble s'éteint parallèlement à l'arête pg^1; cette partie est constituée par de l'orthose. Puis à droite et à gauche des lignes de macle, une partie des lamelles hémitropes s'éteignent à 15° 30′; ces lamelles appartiennent au microcline. Associations.

A cette association intime s'ajoute un troisième feldspath, l'albite, qui traverse généralement les plages précédentes en minces filonnets parallèles les uns aux autres; dans ces filonnets, l'albite est orienté de telle façon qu'il a ses plans p et g^1 à peu près communs avec ceux de l'orthose. Conformément au tableau de la page 230, dans une section parallèle à p, son extinction se fera à 3° ou 4° seulement de l'arête pg^1, presque simultanément avec celle de l'orthose. On aperçoit parfois dans les filonnets d'albite des lamelles hémitropes suivant la loi de l'albite; nous n'en avons jamais vu suivant celle du périkline; le réseau quadrillé est donc interrompu au passage de ces filonnets.

Les sections, parallèlement à la face g^1, d'un tel ensemble des feldspaths les plus acides présentent également un grand intérêt. Il convient d'y distinguer aussi : 1° l'orthose; 2° le microcline qui est orienté parallèlement à l'orthose; 3° les lamelles de microcline maclées suivant la loi de l'albite; 4° les lamelles de microcline maclées suivant la loi du périkline; enfin 5° les filonnets d'albite. Grâce aux pénétrations irrégulières de microcline et d'orthose, il est nécessaire de tenir compte des orientations optiques

de tous ces éléments. Or il résulte des observations présentées (page 231) à propos de la macle du périkline, que l'orthose et le microcline s'éteindront simultanément, à 5° environ de l'arête pg^1; les filonnets d'albite s'éteindront beaucoup plus obliquement, à environ 19° de cette même arête[1].

Le microcline, associé à l'orthose et à l'albite, se présente surtout dans les roches les plus acides de la série granitoïde. C'est la classe des granulites qui en a fourni les plus beaux exemples. La protogyne des Alpes (granulite et gneiss granulitique) en contient abondamment.

Comme exemple rare de microcline en grands cristaux de première consolidation, nous citerons celui de la micro-granulite de Luzy (Morvan).

Identité probable du microcline et de l'orthose.

L'association intime du microcline et de l'orthose, leur composition chimique commune, le fait extrêmement remarquable que l'angle pg^1 du microcline est presque égal à un droit, enfin la constatation non moins remarquable que l'extinction du microcline coïncide sensiblement avec celle de l'orthose dans la face g^1, tout cet ensemble de faits d'observations amène naturellement à l'idée que l'orthose n'est qu'une forme d'association submicroscopique du microcline. M. Mallard est déjà arrivé à cette conclusion en se basant sur des observations purement cristallographiques.

Dans une pareille hypothèse et en admettant que l'association en question se fait exclusivement par rotation de 180° autour d'un axe perpendiculaire à g^1 (macle de l'albite et du périkline), on arrive, par raison de symétrie, à conclure que l'ellipsoïde d'élasticité résultant a un de ses axes dirigé perpendiculairement à g^1, et les deux autres situés dans g^1 et tellement orientés que l'un d'eux fait avec l'arête pg^1 un angle de 5°, et l'autre avec h^1g^1 un angle de 21°, puisque telle est précisément l'orientation des axes dans les ellipses, sectionnées suivant g^1, de toutes les lamelles possibles de microcline maclées suivant la loi de l'albite ou du périkline. Or le plus

1. M. Des Cloizeaux a parfois constaté que l'orthose s'éteignait sous un angle plus grand de quelques degrés que le microcline, par rapport à l'arête pg^1.

grand nombre des orthoses a ses axes précisément orientés de cette façon dans le plan de symétrie.

Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer en outre l'état souvent très lamelleux de l'orthose. La position même de la bissectrice du microcline, très voisine de l'arête pg^1 explique que la bissectrice de l'orthose soit constamment dans une position analogue; les deux minéraux sont négatifs.

Il est facile de vérifier, par des considérations géométriques ou analytiques, l'hypothèse précédente; il suffit de supposer que la lumière rencontre autant de lamelles de microcline orientées d'une façon que de l'autre, et, d'autre part, de négliger les actions qui se passent au contact de chacune des lamelles empilées.

Prenons pour tableau un plan perpendiculaire à l'arête pg^1; l'axe de rotation des lamelles maclées sera perpendiculaire à la trace du plan g^1 et se confondra, à 16′ près, pour le microcline, avec la trace du plan p.

Cherchons à construire l'ellipsoïde (F″) (voir page 34), lieu des extrémités des forces élastiques f, développées dans les directions Of par les déplacements OM, supposés égaux à l'unité, des molécules d'éther autour du centre O.

Soient (F) cet ellipsoïde pour les lamelles en place; (F′) pour les lamelles hémitropes; (F′) est symétrique de (F) par rapport au plan g^1.

Un déplacement OM_1 déterminera dans le système (F) une force élémentaire OF_1, dans le système (F′) une autre force élémentaire OF'_1; c'est la somme des résultantes Of_1 qu'il s'agit de chercher.

Or, considérons le déplacement OM_2 symétrique de OM_1 par rapport au plan g^1; la force élémentaire OF_2, développée par ce déplacement dans le système (F), sera symétrique de OF'_1; de même OF'_2 sera symétrique de OF_1, de telle sorte que le lieu des points f_2 sera également symétrique de f_1.

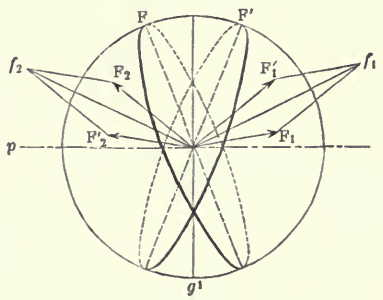


Fig. 59.

Cela revient à dire que l'ellipsoïde (F″) de l'ensemble a un plan de symétrie g^1. Donc l'ellipsoïde (E″) a également le même plan de symétrie; deux de ses axes sont donc situés dans le plan g^1 et le troisième lui est perpendiculaire.

Or les deux axes situés dans le plan g^1 se confondent nécessairement avec les directions d'extinction qui sont connues; car toutes les lamelles hémitropes s'éteignent simultanément dans ce plan (voir les extinctions de la zone pg^1, page 228), et c'est là précisément qu'est le côté probant de la vérification expérimentale, qui démontre que, dans le plan g^1, l'orthose et le microcline s'éteignent

sous les mêmes angles par rapport à l'arête pg^1. C'est la meilleure démonstration de l'identité optique des deux minéraux, déjà chimiquement identiques.

Cette démonstration tendrait à attribuer à l'orthose des axes d'élasticité non seulement fixes en direction, mais aussi en grandeur, puisque ceux du microcline, dont ils dépendent, paraissent peu variables ; l'angle des axes optiques du microcline ne varie en effet que dans des limites restreintes. La bissectrice de l'orthose serait comprise dans g^1 et voisine de l'arête pg^1 ; la normale optique se confondrait toujours avec l'ortho-diagonale.

C'est en effet le cas du plus grand nombre des orthoses, de ceux dits non déformés. Mais diverses causes modifient cet équilibre, notamment la chaleur (voir page 210). Il est probable qu'il se développe alors des actions de contact entre les différentes lamelles submicroscopiques dont se compose l'assemblage; ces actions se produisant dans les plans g^1 ou p ne dérangent pas la symétrie plus haut constatée et ne déplacent pas notablement les axes principaux de l'ellipsoïde E″; mais elles le déforment, et c'est à elles que l'on doit probablement rapporter la variabilité de l'angle des axes optiques dans l'orthose.

RENVOI AUX PLANCHES.

II, 1. — VII, 1 et 2. — XLV, 1.

ALBITE

Dans l'albite, l'angle des deux clivages faciles pg^1 est égal à 93° 36′.

Propriétés cristallographiques et optiques. Axes d'élasticité et optiques.

Comme précédemment pour le microcline, si nous prenons l'arête pg^1 perpendiculaire au plan du tableau et aboutissant en Z, le grand cercle DME représentera le plan perpendiculaire à la bissectrice, toujours positive, de l'albite (*fig.* 60). Dans le triangle sphérique ZDE, on a, d'après M. Des Cloizeaux :

Angle Z = 86°25′	d'où l'on déduit	ZE = 4°50′
D = 15°22′		ZE = 4°28′
E = 79°		Angle EZM = 11°2′

La projection de la bissectrice b sur un plan perpendiculaire à pg^1 fait avec une normale à g^1 un angle de 14°37′.

Le plan des axes optiques passe par b et sa trace sur le plan g^1 fait avec pg^1 un angle ZC = 18°48′, en s'abaissant d'avant en arrière comme pour le microcline.

La dispersion est ici négligeable; l'angle des axes optiques est légèrement variable dans les différents échantillons; nous prendrons comme valeur moyenne 2V = 78° à 79°.

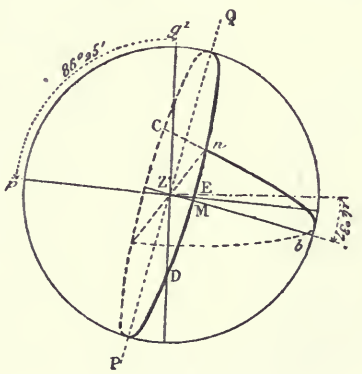


Fig. 60.

Extinctions dans les zones principales.

Zone pg^1. — Pour obtenir une solution, nous nous contenterons de l'approximation obtenue en faisant tourner l'ellipsoïde d'élasticité de l'albite d'un angle ZM = 4°28 autour du diamètre PQ (*fig.* 60). L'arête pg^1 se trouvera alors contenue dans le plan de la normale optique et de l'axe d'élasticité moyenne, et fera avec la normale optique un angle Mn; on peut considérer Mn comme sensiblement égal à ZC; y_0 est donc voisin de 19°.

En nous reportant à l'épure générale (*fig.* 10, page 61), nous voyons que cette valeur initiale de l'extinction est un maximum, et que l'angle d'extinction décroît, sans passer par un maximum ou un minimum, jusqu'à devenir nul pour le plan de la zone contenant la bissectrice.

Pour se rendre compte de l'extinction de deux lamelles hémitropes d'albite, maclées suivant la loi de l'albite, dans la zone pg^1, il suffit de constater (*fig.* 61) que la courbe des extinctions de la seconde lamelle est simplement en retard sur la première d'environ 30° et d'ailleurs identique avec elle.

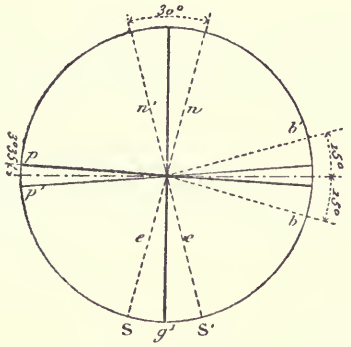


Fig. 61.

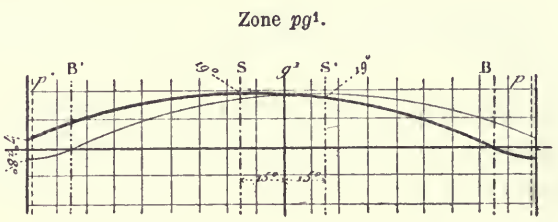


Fig. 62.

B, B'. Plans contenant les bissectrices.
S, S'. Plans normaux aux bissectrices.

On en déduit des conclusions analogues à celles qui ont été exposées à propos du microcline : quand le plan de zone coïncide avec g^1, $g^{1'}$, les deux courbes se coupent ; l'extinction des deux lamelles est simultanée.

Quand le plan de zone est très voisin des plans p et p', et perpendiculaire à g^1, l'angle compris entre les extinctions successives des deux lamelles, à peu près égal à 8°, se trouve être un maximum ou un minimum ; seulement ici nous ne pouvons plus affirmer que les deux courbes tournent leur concavité ou leur convexité vers l'axe des x ; le seul fait évident est que le rayon de courbure est très grand ; par suite la valeur trouvée doit se conserver longtemps, et elle est voisine du maximum absolu.

La *fig.* 62 rend compte de ces diverses circonstances ; contrairement à ce qui a lieu pour le microcline, on voit que, pour la zone pg^1, dans l'albite, l'angle maximum, compris entre les extinctions successives de deux lamelles hémitropes, coïncide à peu près avec la phase de cette zone pour laquelle un microlithe d'albite s'éteint près de sa longueur ; aussi le maximum est-il relativement petit ; il n'atteint pas la moitié de l'angle d'extinction maximum (19°) d'un microlithe d'albite, rapporté à sa longueur.

On peut vérifier directement, au moyen d'une épure, que ces conclusions sont, pour l'albite, suffisamment approximatives ; cependant en réalité le maximum absolu paraît atteindre des valeurs voisines de 12°, entre les extinctions successives de deux lamelles hémitropes, et il correspond à peu près au plan de zone dans lequel un des

cristaux s'éteint suivant sa longueur; la symétrie de chaque courbe n'existe pas en réalité par rapport au plan perpendiculaire à la bissectrice; et le plan de zone, correspondant à l'extinction suivant la longueur pg^1 des microlithes, est plus voisin du plan g^1 que le plan contenant la bissectrice. Remarquons du reste qu'une fois la courbe des extinctions du premier cristal construite graphiquement, on en déduit celle du second, en prenant simplement une courbe symétrique par rapport au plan g^1.

Zone perpendiculaire à g^1. — En partant des données précédentes et au moyen du procédé graphique, on recueille sur cette zone les données suivantes : dans le plan choisi pour origine (*fig.* 63), contenant l'arête de zone et l'arête pg^1, par conséquent très voisin de p, l'extinction a lieu, d'après l'épure, à 4° (pour $2V = 78°$); en effectuant la rotation de la zone dans l'angle obtus (égal à 102°) compris entre le plan d'origine et le plan de zone contenant la bissectrice, on voit l'angle d'extinction diminuer d'abord; il est nul pour $x = 26°$ environ; puis la courbe croît en sens inverse; dans la plan perpendiculaire à pg^1, elle atteint une valeur de 15°30′ et passe 10° plus loin, pour $x = 100°$, par un maximum d'environ 15°45′; ensuite la courbe décroît régulièrement jusqu'au plan contenant pg^1, où elle retrouve sa valeur initiale changée de signe.

Zone perpendiculaire à g^1.

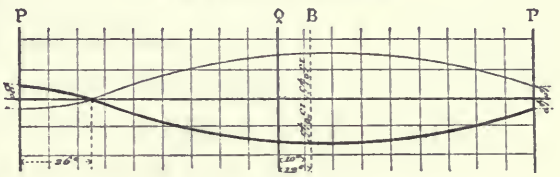


Fig. 63.

P. Plan contenant pg^1. — Q. Plan perpendiculaire à pg^1
B. Plan contenant les bissectrices.

Dans les cristaux maclés suivant la loi de l'albite, on voit (*fig.* 63) que l'angle, compris entre l'extinction de deux lamelles hémitropes, oscillera entre 0° et 31°30′, ou entre 180° et 148°30′, pour peu que l'on mesure cette extinction symétriquement de part et d'autre de la ligne de macle.

Structure et associations.

On a rarement signalé des *grands cristaux de première consolidation* d'albite bien authentiques. Il convient de remarquer que les propriétés optiques de l'albite dans la zone perpendiculaire à g^1 la distinguent mal de l'oligloclase et qu'il a peut-être été parfois méconnu sous cette forme. Cependant l'étude d'un grand nombre de feldspaths tricliniques en grands cristaux dans les roches acides permet de reconnaître l'extrême abondance de l'oligoclase, et à coup sûr la grande rareté de l'albite.

L'albite existe en *plages granitoïdes de seconde consolidation*; il traverse généralement, sous forme de filonnets, le microcline et l'orthose. Tel est le

cas de la perthite et d'un grand nombre de pegmatites. Nous renvoyons à la page 237, pour l'étude de sa structure et de ses macles.

Enfin on le connaît à l'état de cristaux isolés dans les druses des granulites (Baveno) et même dans certains calcaires magnésiens (Savoie). Il paraît dû alors à de véritables *actions secondaires*.

Une forme sous laquelle il joue un rôle assez important dans les roches éruptives est celle de *microlithes* allongés, filiformes, rarement maclés, s'éteignant dans la zone ph^1 sous des angles qui ne dépassent guère un maximum de 15°. L'albite constitue sous cette forme un des éléments de *seconde consolidation* de certaines andésites et de certaines porphyrites.

Reproduction artificielle de l'albite.

Par fusion ignée et recuit prolongé à haute température, nous avons obtenu des microlithes d'albite très allongés, à pointements aigus, ne s'éteignant pas tout à fait suivant leur longueur, généralement non maclés, et rappelant ainsi les microlithes naturels de ce même feldspath.

L'albite ne s'obtient que difficilement par simple voie ignée; il n'a pas la grande tendance à cristalliser que présentent, dans les mêmes conditions, l'oligoclase, le labrador et surtout l'anorthite.

Néanmoins nous avons obtenu nettement des microlithes artificiels d'albite, et c'est là une distinction tranchée à faire entre ce feldspath et l'orthose ou le microcline.

M. Hautefeuille a obtenu de petits cristaux d'albite en fondant les éléments de ce minéral dans un bain de tungstates alcalins.

RENVOI AUX PLANCHES.

VII, 1. — XVIII, 1 et 2. — XX, 5. — XXI, 2. — XXII, 1 et 2.

OLIGOCLASE

Dans l'oligoclase, l'angle des deux clivages faciles pg^1 est de 93° 50′.

Propriétés cristallographiques et optiques. Axes d'élasticité et optiques.

L'oligoclase occupe un rang à part dans la série des feldspaths tricliniques ; l'arête pg^1 peut être considérée comme se confondant très approximativement avec la normale optique ; la bissectrice ferait d'ailleurs, d'après les derniers travaux de M. Des Cloizeaux, un angle d'environ 18°10′ avec la normale à g^1, et serait située dans un plan perpendiculaire à pg_1 (*fig.* 64).

L'écartement des axes optiques est essentiellement variable, mais généralement très grand, et souvent voisin de 90° ; nous négligerons la dispersion.

Extinctions dans les zones principales.

Zone pg^1. — Cette zone étant parallèle à un axe principal d'élasticité, l'extinction s'y produit constamment suivant pg^1, c'est-à-dire parallèlement à la longueur des microlithes d'oligoclase. Dans les cristaux maclés, l'extinction des lamelles hémitropes est simultanée et parallèle à la ligne de macle.

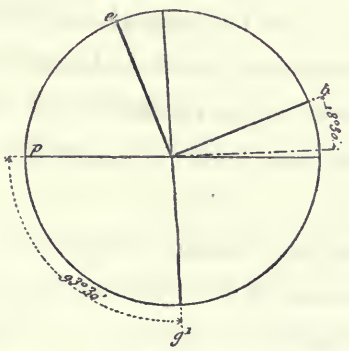


Fig. 64.

Zone perpendiculaire à g^1.

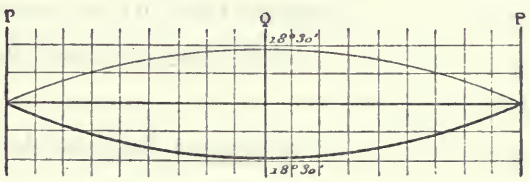


Fig. 65.

P. Plan contenant pg^1.
Q. Plan perpendiculaire à pg^1.

Zone perpendiculaire à g^1. — L'arête de zone est comprise dans le plan contenant l'axe d'élasticité moyenne et la bissectrice ; l'extinction initiale, à partir de la bissectrice,

est de 18°30′; c'est là un maximum et la courbe décroît ensuite d'une façon continue jusqu'à 0° pour le plan contenant l'arête pg^1 et voisin du plan p; les extinctions se font symétriquement de part et d'autre du plan perpendiculaire à pg^1 (*fig.* 65.)

Il en résulte que les cristaux maclés d'oligoclase, s'éteignant symétriquement de part et d'autre de la macle, peuvent présenter des angles oscillant entre 0° et 37°; ce dernier maximum correspond au plan de zone perpendiculaire à pg^1.

Structure. L'oligoclase se présente dans les roches principalement en *grands cristaux de première consolidation* ou en *microlithes de seconde consolidation*.

1° Les *grands cristaux* montrent généralement la macle de l'albite, assez souvent celle du périkline, parfois enfin celle de Baveno. Les lamelles hémitropes y sont d'une grande netteté et d'épaisseur très régulière; mais souvent un des systèmes est extrêmement fin, à tel point qu'il devient difficile de saisir le moment précis de son extinction.

2° Les *microlithes* d'oligoclase ne sont pas toujours maclés; ils se distinguent nettement à ce point de vue de ceux du labrador, dans lesquels la macle de l'albite est constante et surtout d'une grande netteté. L'oligoclase en microlithes affecte un caractère fibreux; l'allongement et l'état fibreux se manifestent suivant l'arête pg^1 qui se confond, comme on l'a vu plus haut, avec un des axes d'élasticité du minéral.

En général, les microlithes d'orthose se distinguent assez facilement de ceux d'oligoclase; ils sont plus raccourcis et plus larges par rapport à leur longueur. Les microlithes d'oligoclase peuvent être facilement confondus avec ceux de l'albite, lorsque ces derniers sont dans une phase de la zone pg^1 présentant des extinctions voisines de la longueur. Cette confusion est surtout à craindre dans les roches qui contiennent côte à côte des microlithes des deux espèces.

La nature essentiellement fibreuse de l'oligoclase lui communique la propriété de constituer facilement des arborisations et de vrais sphérolithes entièrement cristallisés. C'est surtout dans les roches de contact, à la suite d'un refroidissement relativement brusque, que l'oligoclase affecte cette forme remarquable.

3° Bien que l'oligoclase soit plus rare en *plages granitoïdes de seconde*

consolidation que l'orthose et le microcline, il constitue cependant sous cette forme l'élément feldspathique dominant de certaines pegmatites graphiques et surtout de nombreuses diorites, diabases et dolérites.

Associations.

L'oligoclase est un des feldspaths les plus répandus dans les roches éruptives; par sa situation intermédiaire dans la liste des feldspaths, il sert pour ainsi dire de trait d'union entre les roches acides et les roches basiques, accompagnant l'orthose dans les premières, le labrador dans les secondes, aussi souvent associé au mica noir qu'à l'amphibole ou au pyroxène.

I. Série granitoïde.

1° Dans les *granites* et les *granulites* l'oligoclase se présente surtout en cristaux de première consolidation, généralement plus petits que ceux d'orthose; les deux feldspaths s'englobent réciproquement; cependant l'orthose paraît en moyenne de consolidation plus récente que l'oligoclase.

Le granite ancien (Rappakivi) et la granulite (moulin de la Laume près Semur) montrent souvent, autour des grands cristaux d'orthose, comme une sorte de bordure d'oligoclase; les deux feldspaths ne sont pas de même couleur; par exemple l'orthose est blanc, l'oligoclase vert ou rouge, et à l'œil nu il semble peu douteux que l'oligoclase soit venu pour ainsi dire se concrétionner sur l'orthose. L'examen microscopique ne confirme pas entièrement cette hypothèse : sans doute une partie de cet oligoclase est accolée intimement à l'orthose et même maclée avec lui suivant la face g^1, de telle façon que l'arête $h^1 g^1$ soit commune aux deux feldspaths; mais on observe en outre un grand nombre de petites lamelles d'oligoclase indépendantes des cristaux d'orthose. Il semble qu'une partie de ces lamelles, irrégulièrement déchiquetées, aient été charriées vers le cristal d'orthose et sans doute attirées par zones, comme les autres inclusions; il est donc probable qu'au moment où cette couronne s'est produite, la plus grande partie des lamelles d'oligoclase préexistait et flottait dans le magma fluide; il y a eu simplement phénomène d'attraction de l'oligoclase par l'orthose, tous deux déjà consolidés, au moment de la prise en masse de la roche.

Pl. I, fig. 1.
Pl. V, fig. 1 et 2.

L'oligoclase est presque toujours maclé suivant la loi de l'albite, et souvent suivant celle du périkline dans les granites et dans les granulites.

Dans la traversée des roches basiques, telle que les amphibolites des gneiss, certains filons de pegmatite se chargent d'oligoclase massif; il y joue le rôle habituellement tenu par l'orthose et le microcline : celui de plages granitoïdes de seconde consolidation. Tel est le cas près de Marmagne (Saône-et-Loire) et à Alagnon (vallée de Blesle, Cantal).

2° Dans les *micro-granulites*, les grands cristaux de première consolidation en oligoclase sont très abondants; ils présentent parfois l'association des macles de l'albite et de Baveno et servent de centre à des étoilements de micro-pegmatite. On n'a pas encore constaté avec certitude l'existence de l'oligoclase dans les éléments feldspathiques de seconde consolidation de ces roches, microlithes, feldspath de la micro-pegmatite.

3° Les roches basiques de la série granitoïde contiennent l'oligoclase à l'état de plages de seconde consolidation parfois limpide et adulaire, très souvent quadrillé par la double macle de l'albite et du périkline. Tantôt le feldspath moule tous les autres éléments de la roche, tantôt il est lui-même moulé par l'amphibole ou le pyroxène; c'est même là le cas le plus habituel.

Pl. IX, fig. 1 et 2.
Pl. XXV, fig. 1 et 2.

Ces plages granitoïdes d'oligoclase n'ont, le plus souvent, que des contours irréguliers; cependant parfois (ophites) elles s'allongent suivant l'arête pg^1 et tendent à passer à la forme microlithique.

C'est généralement à des syénites que doivent se rapporter les variétés chatoyantes d'oligoclase, qui présentent, suivant certaines directions, des reflets rouges et jaunes rappelant ceux de l'aventurine. Le microscope y décèle dans les plans de clivage facile, et surtout dans une face $b^{\frac{1}{4}}$, de nombreuses lamelles hexagonales à éclat métallique; les plus épaisses sont opaques, les plus minces rouges ou brunes par transparence; elles sont dépourvues de dichroïsme et solubles dans l'acide chlorhydrique; Scheerer a donc pu les rapporter avec certitude au fer oligiste. La *pierre de soleil* est associée à du quartz et à de l'amphibole.

4° Les gabbros et les euphotides présentent à leurs salbandes des variétés de contact (variolites) contenant l'oligoclase sous forme d'arborisations et de sphérolithes, à rayons élémentaires fibreux.

Pl. XXIV, fig. 2.

Dans la variolite de la Durance, chaque fibre élémentaire d'oligoclase,

allongée suivant pg^1 et s'éteignant constamment en long, est séparée de sa voisine par de petites rangées de granules de pyroxène, et de lamelles d'actinote. Mais, en outre, à travers les fibres élémentaires, on aperçoit des traînées rectilignes, incolores, de plus grande taille, de section souvent rectangulaire. On les a prises pour de petits cristaux individualisés; mais en réalité les fibres feldspathiques élémentaires les traversent sans se dévier, et ces traînées disparaissent pour ainsi dire à la lumière polarisée entre les nicols croisés. Ce sont donc des fentes de contraction qui se sont produites lorsque la matière feldspathique des sphérolithes était encore à l'état pâteux, et qui sont antérieures à la consolidation des fibres élémentaires d'oligoclase.

1° L'oligoclase se fait rare dans les *porphyres pétrosiliceux*, surtout dans ceux du sommet du permien. Il est abondant dans les *rhyolithes* et dans les *dacites*. II) Série trachytoïde. Pl. XIV, fig. 2.

Dans ces différentes roches on le trouve surtout à l'état de grands cristaux en débris, d'apparence vitreuse, généralement maclés suivant la loi de l'albite, et très chargés d'inclusions vitreuses.

2° Telle est aussi l'apparence des grands cristaux d'oligoclase dans les *trachytes*, les *andésites*, les *porphyrites*. Seulement il est prouvé que l'oligoclase se présente parfois dans ces roches en grands cristaux non maclés, et il convient de ne négliger aucune des indications optiques qui peuvent en séparer l'orthose ou le labrador au même état.

L'oligoclase est fréquent dans ces mêmes roches à l'état de microlithes; nous avons donné les détails nécessaires sur cette forme d'oligoclase à propos de sa structure. Les microlithes d'oligoclase ont également ici une tendance à se grouper radialement et à s'arboriser aux salbandes de certaines porphyrites et andésites; telles sont, par exemple, les porphyrites du Morvan improprement appelées minettes (moulin de Goie, près d'Alligny). Pl. XXVIII, fig. 1 et 2. Pl. XXIX, fig. 1 et 2.

3° Les *basaltes* et les *mélaphyres* contiennent l'oligoclase sous les mêmes formes que les roches précédentes; seulement il y est rare et généralement associé à des feldspaths plus basiques.

Reproduction artificielle.

De tous les feldspaths, l'oligoclase nous a paru le plus fusible; puis viennent le labrador, l'albite, l'orthose et le microcline, et enfin l'anorthite.

L'oligoclase cristallise facilement par fusion et maintien prolongé à haute température; là encore il a une tendance évidente à l'état fibreux. Il s'est présenté à nous sous la forme de petits cristaux (microlithes) généralement très allongés ($0^{mm},4$ sur $0^{mm},03$) et fibreux suivant pg^1, s'éteignant parallèlement à cette arête qui coïncide avec la normale optique de l'oligoclase. La plupart de ces microlithes présentent la macle de l'albite. Ils se groupent aussi suivant la macle de Baveno et plus rarement suivant celle de Carlsbad. Nous avons également observé des cristaux développés suivant la face g^1, avec prédominance de l'arête $g^1 h^1$; ces cristaux, comme les précédents, présentent des stries très fines, suivant l'arête pg^1.

Pl. XX, fig. 1.

Les cristaux développés près de la surface du culot sont très fins, très allongés suivant pg^1 et groupés radialement à la façon des sphérolithes. Nous avons cité plus haut des exemples naturels d'oligoclase ainsi disposé, précisément aux salbandes de certaines roches éruptives [variolite de la Durance, minettes du Morvan, andésite (Piperno) des Camaldoli près de Naples].

RENVOI AUX PLANCHES.

I, 1. — V, 1 et 2. — VII, 2. — VIII, 2. — IX, 1 et 2. — X, 1 et 2. — XII, 2. — XIV, 2. — XVIII, 1 et 2. — XX, 1. — XXI, 1 et 2. — XXII, 1 et 2. — XXIV, 1 et 2. — XXV, 1 et 2. — XXVI, 1 et 2. — XXVII, 1 et 2. — XXVIII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2. — XXX, 1. — XXXII, 1 et 2. — XXXIII, 1 et 2.

LABRADOR

Dans le labrador l'angle des clivages faciles pg^1 est de 93° 20′.

Propriétés cristallographiques et optiques. Position des axes d'élasticité et optiques.

Le grand cercle DME (*fig.* 66) représente le plan perpendiculaire à la bissectrice toujours positive du labrador. Dans le triangle sphérique ZDE, on a, d'après M. Des Cloizeaux :

Z = 93°20′	d'où l'on déduit	ZE = 7°15′
D = 31°24′		ZD = 11°15′
E = 56°		ZM = 6°

La projection de la bissectrice *b* sur un plan perpendiculaire à pg^1 fait avec une normale à g^1 un angle de 30° 53′ = MZE — 3° 20′.

Le plan des axes optiques ne paraît pas occuper une position fixe dans toutes les espèces de labrador. M. Des Cloizeaux considère que ce feldspath peut se diviser en deux séries distinctes, l'une s'éteignant dans la face g^1 à 17° de l'arête pg^1, l'autre à 27°. Il nous faudra donc supposer successivement ZC égal à 17°, puis à 27°. La trace du plan des axes optiques sur g^1 s'élève d'ailleurs toujours d'avant en arrière, à l'inverse du microcline et de l'albite.

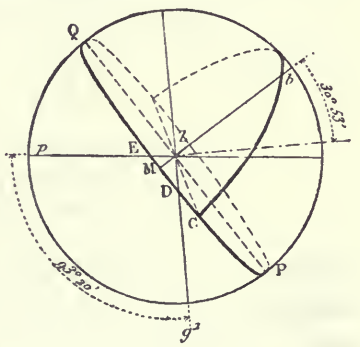


Fig. 66.

L'angle des axes optiques n'a pas été jusqu'à présent déterminé en valeur absolue. Si l'on adopte la position indiquée plus haut pour la bissectrice, et si l'on admet une valeur ZC = 17°, une extinction à 5° de l'arête pg^1, dans la face *p*, suppose une valeur 2V = 46°. Pour ZC = 27° et 2V = 46°, l'extinction dans la face *p* serait à 4°45′ de l'arête pg^1. — Pour obtenir des valeurs plus grandes et voisines par exemple de 7°, il faudrait supposer un écartement encore plus minime des axes optiques, si l'on admet que la bissectrice conserve toujours la même position, telle que l'a définie M. Des Cloizeaux.

Nous négligerons la dispersion.

Extinctions dans les zones principales.

Zone pg^1. — En faisant tourner l'ellipsoïde d'élasticité du labrador de 6° autour du diamètre PQ (*fig.* 66), nous amenons l'arête pg^1 dans le plan de la normale optique et de l'axe d'élasticité moyenne, à une distance y_0 de la normale optique, qu'il nous faudra successivement supposer égale à 17° et à 27° environ. A cette valeur initiale, qui est un maximum, succèdent des valeurs décroissant jusqu'à 0°, qui correspond au plan de zone contenant la bissectrice ; la courbe est symétrique par rapport au plan de la zone normal à cette bissectrice.

Dans le cas de lamelles hémitropes maclées suivant la loi de l'albite, la courbe du second cristal est identique avec celle du premier, mais en retard de 61°43′. Les deux courbes se coupent dans le plan $g^1g^{1\prime}$; dans le plan passant par la normale à g^1, et voisin des plans p et p', leur écartement atteint une valeur de 10° à 14°, qui correspond à un minimum ou à un maximum relatif. Cette valeur doit donc se présenter fréquemment ; mais on ne peut plus la considérer ici comme voisine du maximum absolu (*fig.* 67).

Zone pg^1.

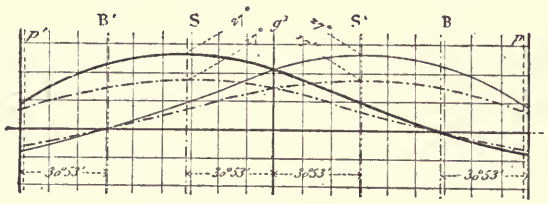


Fig. 67.

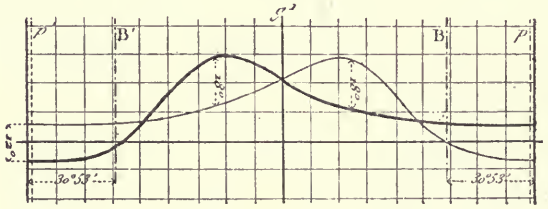


Fig. 68.

B, L', Plans contenant les bissectrices.
S, S', Plans normaux aux bissectrices.

Si, au lieu de se contenter de cette approximation, on construit l'épure relative à la zone pg^1, les courbes perdent leur symétrie par rapport aux plans S, S', perpendiculaires à la bissectrice ; mais la courbe du deuxième cristal reste symétrique de celle du premier, par rapport au plan g^1 (*fig.* 68). Les courbes se coupent trois fois pour une rotation de 180° du plan de zone ; les extinctions successives de deux lamelles hémitropes comprennent fréquemment des angles d'environ 12° à 14°, et fréquemment aussi, dans ce cas, la ligne de macle sert de bissectrice ; mais il y a un autre maximum absolu pouvant atteindre environ 18° et qui correspond à peu près, au contraire, à l'extinction du premier cristal la plus éloignée de la ligne de macle et voisine de 27°.

Dans la pratique, l'extinction maximum des microlithes de labrador, allongés suivant l'arête pg^1, se fait généralement sous de grands angles qui atteignent 30°, et il y a une distinction des plus marquées entre les micro-

lithes s'éteignant sous de petits angles (orthose, albite, oligoclase) et ceux dont l'extinction se fait très obliquement (labrador, anorthite).

Zone perpendiculaire à g^1. — En partant des données précédentes et en supposant $2V = 46°$, on recueille sur cette zone les données suivantes :

1° ZC = 17°. — Dans le plan choisi pour origine (*fig.* 69), contenant l'arête de zone et pg^1, par conséquent très voisin de p et de p', l'extinction a lieu, d'après l'épure, à 5°. En effectuant la rotation dans l'angle obtus fait par le plan d'origine avec celui des bissectrices, l'extinction décroît d'abord et passe par 0° pour $x = 12°$ environ; puis elle change de sens, et croît rapidement; dans le plan de zone perpendiculaire à pg^1, elle atteint 31°; pour $x = 100°$, elle passe par un maximum égal à 31°15′, puis elle décroît régulièrement jusqu'au plan contenant pg^1, où elle retrouve sa valeur initiale, changée de signe.

2° ZC = 27°. — La courbe est presque identique avec la précédente ; elle part d'une valeur initiale de 4° 45′ pour $x = 0$, et passe par un maximum de 31° pour $x = 110°$.

Dans les cristaux maclés suivant la loi de l'albite, on voit (*fig.* 69) que l'angle compris entre l'extinction successive de deux lamelles hémitropes oscille entre 0° et 62° 30′, pour le labrador, dans la zone perpendiculaire à g^1. Ce dernier maximum correspond à peu près au plan de zone contenant les bissectrices, et se trouve voisin du plan perpendiculaire à pg^1.

Zone perpendiculaire à g^1.

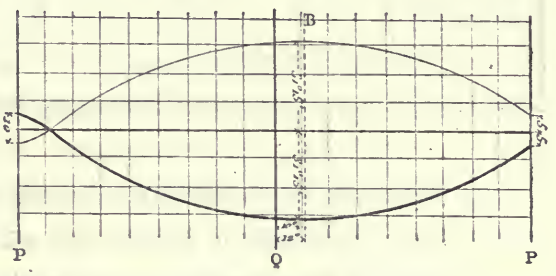


Fig. 69.

P. Plan contenant pg^1. — Q. Plan perpendiculaire à pg^1.
B. Plan contenant les bissectrices.

Pratiquement le maximum de 62° 30′ est parfois atteint; cependant, en général, il reste au voisinage de 55°. Ces incertitudes sont dues à la variabilité relative de la position des axes dans le labrador. Mais elles n'empêchent pas la nette distinction entre le labrador et l'oligoclase, dans la zone perpendiculaire à g^1, puisqu'elle est basée sur des différences d'angles telles que celles qui existent entre 36° et 55°.

Clivages faciles.

M. Thoulet a calculé les angles que font les traces des clivages faciles p et g^1 dans la zone h^1g^1; ces angles peuvent s'appliquer, à quelques minutes près, à tous les feldspaths tricliniques, à l'exception du microcline.

I	II	III	IV	I	II	III	IV
0°	116° 8′ 58″,83	63°51′ 1″,17	g^1	0°	116° 8′ 58″,83	63°51′ 1″,17	g^1
5	116 11 59 ,62	63 48 0 ,38		5	115 55 40	64 4 20	
10	116 4 30	63 55 30		10	115 31 50	64 28 10	
15	115 46 50	64 13 10		15	114 57 40	65 2 20	
20	115 18 50	64 41 10		20	114 13 0	65 47 0	
25	114 40 20	65 19 40		25	113 18 0	66 42 0	
30	113 51 10	66 8 50	g	30	112 12 20	67 47 40	g
35	112 51 50	67 8 10		35	110 56 30	69 3 30	
40	111 42 0	68 18 0		40	109 30 30	70 29 30	
45	110 21 50	69 38 0		45	107 54 30	72 5 30	
50	108 51 40	71 8 20		50	106 9 0	73 51 0	
55	107 11 40	72 48 20		55	104 14 30	75 45 30	
60	105 22 20	74 37 40		60	102 11 40	77 48 20	
60 48 12,47	105 3 43 ,44	74 56 16 ,56	m	60 55 56,31	101 47 55 ,43	78 12 4 ,57	t
65	103 24 0	76 36 0		65	100 1 20	79 58 40	
70	101 18 0	78 42 0		70	97 44 50	82 15 10	
75	99 5 0	80 55 0	h	75	95 23 10	84 36 50	h
80	96 46 0	83 14 0		80	92 58 0	87 2 0	
85	94 22 50	85 37 10		85	90 30 50	89 29 10	
90	91 56 40	88 3 20		86 4 51,07	89 59 0	90 1 0	h^1
93 55 8,93	90 1 0	89 59 0	h^1				

I. Angle du plan de section avec g^1.
II. Angle des traces des clivages p et g^1 sur o.
III. Angle des traces de clivages p et g^1 sur a.
IV. Notations cristallographiques.

Structure.

Le labrador se présente en grands cristaux, en plages granitoïdes, en microlithes. La macle de l'albite lui est fréquente et affecte une forme qui peut permettre de pressentir la nature du feldspath triclinique, surtout pour les microlithes; les lamelles hémitropes sont souvent de dimensions très inégales; leur épaisseur n'affecte aucune régularité, de telle sorte qu'entre les nicols croisés, à quelques larges bandes, succèdent des stries excessivement fines et réciproquement. Dans l'oligoclase, il arrive souvent qu'un des systèmes de lamelles est épais et l'autre régulièrement aminci; dans l'anorthite les lamelles hémitropes sont généralement toutes de largeur uniforme, et relativement grande. En outre, la séparation g^1 est, dans le labrador, d'une continuité et d'une netteté remarquables; aucun feldspath triclinique ne donne, entre les niçols croisés, des bandes hémitropes à contours plus arrêtés, plus nettement décomposés.

La macle du périkline est fréquente dans les grands cristaux et surtout

dans les plages granitoïdes de labrador; elle s'y associe toujours à celle de l'albite.

La macle de Baveno s'associe à celle de l'albite dans les microlithes et dans quelques grands cristaux.

A toutes ces macles se superpose fréquemment celle de Carlsbad. Parfois aussi elles disparaissent toutes, et l'on a affaire à de grands cristaux de labrador non hémitropes, qui ont été souvent confondus avec un feldspath monoclinique, bien que les sections rectangulaires voisines de h^1 subissent une extinction fortement oblique par rapport à leurs côtés.

Les microlithes de labrador, comme ceux d'oligoclase, sont susceptibles de se grouper radialement et de constituer des sphérolithes; mais ils ne sont pas aussi fibreux, et de pareils sphérolithes ne présentent pas, comme ceux d'oligoclase, une croix noire située dans les plans principaux des nicols croisés. Les extinctions se font très obliquement dans chaque fibre et confirment ainsi les déterminations basées sur un examen chimique.

Le labrador ne se présente qu'exceptionnellement dans les roches acides; il constitue un des éléments essentiels du plus grand nombre des roches basiques; il a, pour ainsi dire, comme pendant parmi les minéraux ferro-magnésiens, le pyroxène, qui est un de ses compagnons les plus habituels. Associations.

I. *Série granitoïde.* — Le labrador y constitue de grands cristaux de première consolidation, et surtout des plages granitoïdes de seconde consolidation. I) Série granitoïde.

1° Dans les *diorites* et les *amphibolites*, l'amphibole s'est souvent consolidée la dernière, mais parfois elle constitue avec le labrador des mélanges pegmatoïdes (amphibolite de Martigny près d'Autun, Saône-et-Loire), qui supposent la cristallisation simultanée des deux minéraux.

Une association remarquable, que nous rapportons à cette classe de roches, est celle du labrador, de la wernérite à l'état granulitique, de l'amphibole, du sphène et du fer oxydulé; elle se présente dans quelques roches de Norvège (Odegaard près Bamle, Rigordsheien près Risor; voir au chapitre de la wernérite).

2° Dans les *diabases* et surtout dans les *gabbros* et les *norites*, le labrador présente parfois des inclusions caractéristiques auxquelles on a rapporté l'éclat chatoyant des belles variétés utilisées comme pierres d'ornement.

Ces inclusions se rangent en trois catégories : ce sont de longs microlithes opaques, généralement très rectilignes, que les forts grossissements décomposent parfois en une rangée de globulites, isolés; puis des granules noir opaque; enfin des lamelles tabulaires brunes, à aspect rhombique, à contours souvent déchiquetés. Leurs alignements sont généralement parallèles à l'arête h^1g^1, plus rarement à l'arête pg^1.

On a cherché à distinguer, dans les deux premières catégories d'inclusions, de l'augite, de l'hématite, du fer oxydulé, voir même de la picotite. Aucune de ces assimilations ne paraît appuyée sur des preuves décisives. Les cristaux tabulaires brun transparent ont été rapportés au diallage. Enfin à ces différents microlithes se joignent parfois de nombreuses inclusions liquides à bulles mobiles.

Les inclusions sont généralement plus abondantes au centre des cristaux qu'à la périphérie; tantôt elles sont solubles dans les acides, tantôt elles paraissent insolubles, propriété qui décèle la variabilité de leur nature.

Il convient de rapprocher, de cette richesse en inclusions de toute espèce, la propriété que possèdent certains labradors des gabbros de donner suivant la face g^1 un reflet chatoyant bleu, vert, jaune ou rouge. D'après Vogelsang, les reflets de couleurs différentes n'ont pas la même origine : il rapporte la couleur bleue à un phénomène de polarisation et notamment au passage des rayons réfléchis d'une lamelle à une autre, dont les axes d'élasticité optique seraient orientés différemment; par contre, la couleur jaune viendrait de réflexions totales sur les microlithes énumérés plus haut, et la couleur rouge d'une absorption partielle due aux mêmes inclusions. En fait, le reflet maximum ne se produit pas absolument suivant la face g^1, et le problème de sa production est encore compliqué par l'indécision qui existe à ce point de vue.

Reflets chatoyants des divers feldspaths.

Si nous passons en revue les différents feldspaths doués de propriétés analogues, nous trouvons la liste et les causes probables suivantes :

a. *Orthose vitreux* de certains porphyres permiens (page 222); reflet bleu chatoyant dû à de nombreux clivages *p* ou g^1, légèrement oblitérés par de petits granules opaques de développement secondaire. La réflexion est évidemment due aux clivages et à leurs inclusions; on peut rapporter la couleur du reflet à des phénomènes de polarisation analogues à ceux que développent les piles de glace, et aux interférences qui en sont la conséquence.

b. *Orthose opalisant* ou *pierre de lune* de certaines syénites et miascites (page 222). Le reflet bleu ou blanc bleuâtre s'y produit à peu près suivant la face h^1, perpendiculairement à la direction de microlithes allongés, parallèles à l'arête h^1g^1, à éclat métallique.

c. *Oligoclase aventuriné* ou *pierre du soleil* de certaines syénites (page 248). L'éclat jaune et rouge, ressemblant aux jeux de lumière de l'aventurine, se produit principalement par réflexion sur une face $b^{\frac{1}{2}}$, suivant laquelle sont rangées de nombreuses lamelles hexagonales de fer oligiste bien caractérisé.

d. *Labrador chatoyant* des gabbros : Il a son éclat maximum à peu près suivant la face g^1, et contient principalement dans cette face de nombreuses inclusions, les unes opaques, les autres brunâtres et transparentes.

Il ressort de ce résumé que les phénomènes de chatoiement dans les feldspaths sont dus à des réflexions multiples sur des inclusions souvent opaques, disposées dans des plans assez variables.

3° Les *dolérites* et les *euphotides* de la série tertiaire contiennent fréquemment des plages granitoïdes de labrador; elles subissent souvent une altération qui transforme le labrador en une substance qu'on a appelée à tort *saussurite;* cette altération n'a rien de particulier à cette classe de roches, ni même au labrador, car tous les feldspaths sont susceptibles de la subir; mais sa fréquence dans les gabbros et les euphotides nous induit à la décrire ici en détail.

Au premier stade de sa décomposition, le feldspath présente de nombreuses cassures, non seulement suivant ses clivages, mais encore dans des directions quelconques; il devient alors trouble et laiteux. Puis il se

transforme en un agrégat de petits microlithes prismatiques et granuleux, incolores, qui effacent les traces de macles et les cassures primitives; sous cette forme il est relativement opaque et donne entre les nicols croisés une polarisation d'agrégat. Enfin le dernier stade de cette transformation consiste dans la production de nouvelles fissures qui se remplissent de produits magnésiens chloriteux, à structure radiée; en même temps il se développe çà et là de petits prismes d'amphibole, notamment des aiguilles à pointement aigu d'actinote. Ce dernier stade est intimement lié, dans les gabbros et les euphotides, à la transformation concomitante de l'élément ferro-magnésien (voir au chapitre du pyroxène).

On voit que tout ce travail moléculaire est à rapporter à des actions secondaires et qu'il n'y a aucune raison de conserver en pétrographie la classe des gabbros ou des euphotides à saussurite. Il convient d'ailleurs de réserver le nom de saussurite à une variété finement grenue de zoïsite (wernérite de composition $\dot{R} : \frac{1}{3}\ddot{R} : \frac{1}{2}Si = 1 : 2 : 3$).

Pl. XXXVI, fig. 1 et 2. Dans les *ophites*, le labrador affecte la forme de cristaux allongés suivant l'arête pg^1, mais surtout ayant la face g^1 développée. Les macles de l'albite et de Carlsbad y sont souvent associées (Laprabende, commune de Caupenne). Bien que de seconde consolidation, le labrador est ici moulé par l'élément ferro-magnésien, qui est un pyroxène diallagisant. Cette forme du labrador est un passage entre les plages granitoïdes et les microlithes proprement dits.

II) Série trachytoïde. II. *Série trachytoïde.* — Le labrador y apparaît soit en grands cristaux, soit en microlithes. On peut poser, comme règle générale, que, dans les roches où le labrador domine en grands cristaux, l'oligoclase est le feldspath dominant sous forme microlithique; c'est la série pour laquelle nous avons proposé les noms d'*andésite* et de *porphyrite andésitique*.

Pl. XXXVII, fig. 2. Pl. XXXIX, fig. 1 et 2. Pl. XLI, fig. 1 et 2. Quand le labrador est l'élément blanc microlithique dominant, l'anorthite apparaît généralement sous forme de grands cristaux. C'est notre série des *labradorites* et des *porphyrites labradoriques*, auxquels se rattachent intimement les *mélaphyres* et les *basaltes*, qui n'en diffèrent que par l'apparition du péridot.

Dans la série andésitique, les microlithes d'augite sont rares, les grands cristaux d'amphibole, de sphène, de pyroxène, fréquents.

Dans la série labradorique, les microlithes augitiques sont habituels.

Le labrador se montre également associé à la néphéline et à la leucite (téphrites et leucotéphrites).

Nous avons déjà décrit les grands cristaux et les microlithes de labrador à propos de leur structure.

Reproduction artificielle.

Le labrador, reproduit artificiellement par fusion et maintien prolongé à haute température, se présente en microlithes allongés suivant pg^1 et en assez grands cristaux, à face g^1 développée. L'extinction dans la zone pg^1 donne un maximum atteignant 30°. Les grands cristaux présentent des inclusions vitreuses à bulle de gaz, les unes irrégulières, les autres à formes polygonales, moulant des cavités intérieures (cristaux négatifs). Pl. XX, fig. 2.

La caractéristique du labrador artificiel, comme celle de ce même feldspath à l'état naturel, est la netteté avec laquelle la macle de l'albite se développe même dans les microlithes : tels d'entre eux présentent jusqu'à vingt lamelles hémitropes parfaitement distinctes l'une de l'autre.

Comme l'oligoclase, les cristaux de labrador se groupent parfois en sphérolithes à la surface du culot. Mais ces sphérolithes sont moins fibreux que ceux d'oligoclase. Les roches naturelles présentent parfois aussi des sphérolithes de labrador; tels sont ceux des andésites à amphibole d'Acrotiri (Santorin).

Nous sommes parvenus à reproduire artificiellement et côte à côte des cristaux de labrador et d'oligoclase qui se distinguent, par leurs extinctions, les uns des autres.

Enfin nos expériences ont également porté sur un mélange de labrador et d'augite naturels porphyrisés ($\frac{3}{4}$ de labrador, $\frac{1}{4}$ d'augite). Ce mélange, fondu d'abord en un verre noir entièrement amorphe, a été soumis à un recuit prolongé durant soixante-douze heures, à une température inférieure Pl. XLIV, fig. 6.

à celle de la fusion de la matière expérimentée, qui est assez basse. Nous avons obtenu une roche cristalline identique avec un des types de roches volcaniques naturelles les plus répandus. Le produit en question est, par exemple, tellement semblable aux variétés non péridotiques des laves communes de l'Etna, que, même au microscope, il serait impossible de reconnaître la moindre différence entre le produit artificiel et ces matériaux volcaniques naturels.

Le labrador y est en microlithes et en grands cristaux maclés suivant la loi de l'albite. Les microlithes sont allongés suivant l'arête pg^1 et s'éteignent sous un angle qui va jusqu'à 30 degrés.

Le pyroxène est en petits cristaux jaune verdâtre, non polychroïques en plaques minces, avec développement prédominant des faces g^1 et h^1, et léger allongement suivant l'arête h^1g^1. L'angle d'extinction maximum observé est de 39 degrés. De même que dans le basalte et dans les laves basiques, la plupart des cristaux de ce minéral ne sont pas maclés. Les sections rectangulaires (appartenant à la zone ph^1) offrent souvent des cassures transversales, ce qui est encore un caractère des grains microlithiques d'augite dans les roches basiques. La consolidation de ces cristaux d'augite s'est faite postérieurement à celle du labrador sur lequel ils sont moulés. Cette particularité signale aussi la cristallisation de l'augite microlithique dans les roches basiques naturelles, contrairement à ce qui a lieu pour les grands cristaux des mêmes minéraux.

Enfin le magma résultant de notre expérience présente encore un autre minéral à l'état cristallisé, le fer oxydulé, qui se montre sous forme de cubes et d'octaèdres réguliers, et qui, comme dans les roches naturelles, a cristallisé avant le pyroxène et le feldspath.

Bien que la matière expérimentée ait cristallisé par prise en masse, il reste entre les cristaux quelques interstices remplis de matière amorphe.

Rien ne manque donc à l'assimilation de notre produit avec les labradorites augitiques des volcans modernes.

La fusion et le recuit de la wernérite d'Odegaard (dipyre) nous a également donné du labrador. Lorsqu'on fond, sans la trier, la roche même

qui est un mélange d'amphibole et de wernérite, on obtient un mélange de microlithes artificiels de labrador et de pyroxène.

RENVOI AUX PLANCHES.

XVIII, 1 et 2. — XX, 2. — XXVIII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2. — XXX, 1. — XXXII, 1 et 2. — XXXIII, 1 et 2. — XXXVI, 1 et 2. — XXXVII, 2. — XXXVIII, 1 et 2. — XXXIX, 1 et 2. — XL, 1 et 2. — XLI, 1 et 2. — XLIV, 6. — XLIX, 1 et 2. — L, 1 et 2.

ANORTHITE

Propriétés cristallographiques et optiques.

Dans l'anorthite, les plans de clivage facile pg^1 font entre eux un angle de 94° 10′.

Axes d'élasticité et optiques.

Les données incomplètes que nous possédons sur l'anorthite ne nous permettent pas de repérer avec précision le plan des axes optiques de cette substance.

D'après M. Des Cloizeaux, le plan normal à la bissectrice, toujours négative, déterminerait un triangle ZDE (*fig.* 70) dans lequel on aurait :

Z = 85° 50′	d'où l'on déduit DZ = 39° 8′
E = 55° 7′	MZ = 30° 9′
D = 52° 45′	Angle MZD = 44° 26′

Extinctions dans les zones principales.

De plus, l'extinction dans les faces g^1 et p a été également étudiée par M. Des Cloizeaux ; elle varie dans de grandes limites, mais elle est toujours très oblique.

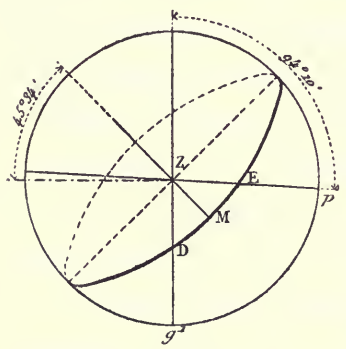


Fig. 70.

Zone pg^1. — Nous connaissons dans la zone pg^1 les extinctions des faces p et g^1.

Pour p, l'angle oscille entre 20° et 42° ; pour g^1, entre 25° et 45°.

La position de la bissectrice, déterminée plus haut, donne une extinction de 30° 9′ dans le plan de la zone pg^1 situé à 44° 26′ de la face g^1, dans l'angle aigu pg^1.

Dans les cristaux maclés suivant la loi de l'albite, l'extinction de deux lamelles hémitropes de la section, passant par pg^1 et la normale à g^1, comprend un angle à peu près double de celui qui a été attribué plus haut à la face p ; il oscille donc entre 40° et 84°.

Zone ph^1. — Le même angle appartient à la zone ph^1 ; mais, en outre, on peut aussi

calculer l'angle d'extinction de l'anorthite dans le plan de la zone ph^1 contenant la bissectrice ; ce plan est à 45°33′ du plan perpendiculaire à pg^1, et l'extinction doit s'y produire sous un angle de 37°21′ ; dans le cas de lamelles hémitropes, l'angle compris entre l'extinction successive des deux lamelles voisines sera donc de 74°42′, pour ce plan de la zone ph^1. On voit que les angles considérables paraissent fréquents pour l'anorthite, et c'est là une sorte de caractéristique de ce feldspath.

Pratiquement on peut retenir que le maximum de la zone pg^1 (microlithes) dépasse 30°, et que celui de la zone perpendiculaire à g^1 dépasse 80° (extinctions symétriques de deux lamelles hémitropes). De telles données numériques séparent l'anorthite de tous les autres feldspaths tricliniques.

L'anorthite offre, entre les nicols croisés, des couleurs un peu plus vives que les autres feldspaths, à égalité d'épaisseur de la plaque mince.

Structure.

L'anorthite se présente dans les roches éruptives aux mêmes états que le labrador : en *grands cristaux* de première consolidation, en *plages granitoïdes* et en *microlithes* de seconde consolidation. Enfin on le connaît aussi à l'état naturel, formé par *actions secondaires* et cristallisé par sublimation dans les fissures et les géodes de certaines laves.

Pl. XLIII, fig. et 2.

Il présente les mêmes macles que le labrador ; la combinaison de celles du périkline et de l'albite y est très fréquente ; les lamelles hémitropes sont souvent de grande taille et régulièrement espacées ; leur allure est assez caractéristique pour permettre de pressentir les cristaux d'anorthite avant toute mesure des angles d'extinction et tout essai chimique.

Il peut cependant arriver que les grands cristaux d'anorthite ne soient pas hémitropes ou ne se distinguent pas suffisamment des cristaux de labrador ; nous avons déjà indiqué qu'alors une attaque de quelques heures par l'acide chlorhydrique, à chaud, permet toujours la distinction nette de ces deux feldspaths ; on peut y procéder soit sur les plaques minces elles-mêmes, soit sur des poudres convenablement triées ; l'anorthite perd toute action sur la lumière polarisée, tandis que le labrador résiste toujours à quelques heures d'attaque ; on peut alors se convaincre que toutes les plages et tous les cristaux à très grands angles d'extinction ont été atta-

qués, et c'est là un des arguments les plus sérieux contre la théorie de l'isomorphisme des feldspaths tricliniques. Les seuls cristaux, indemnes de toute attaque, donnent les angles d'extinction caractéristiques du labrador.

Associations. L'anorthite est assez rare dans les roches éruptives; il n'existe que dans les séries les plus basiques, en compagnie du labrador, du pyroxène, de l'hypersthène et du péridot.

I. *Série granitoïde.* — Une des classes de roches où l'anorthite se montre le plus abondamment réparti est celle des gabbros et des norites de Norvège, de Suède et du Canada. Il s'y présente principalement en *plages granitoïdes* de seconde consolidation, paraissant souvent moulé par le pyroxène (passant au diallage), l'hypersthène et l'enstatite que l'on trouve isolément ou concurremment dans ces roches. Le pyroxène et l'hypersthène y sont généralement en partie ouralitisés, et transformés en hornblende et même en mica noir.

Pl. XLII, fig. 1 et 2.

Peut-être y a-t-il lieu de rapporter à la même série l'association rare et authentique de l'anorthite et de la hornblende dans la diorite orbiculaire de Corse.

II. *Série trachytoïde.* — L'anorthite ne s'y montre comme élément constituant que dans quelques rares mélaphyres, dans certains labradorites et dans les basaltes. Encore y est-il plus abondant à l'état de grands cristaux qu'en microlithes de seconde consolidation. Sous cette seconde forme, il se montre toujours en compagnie du péridot et du pyroxène; ce dernier minéral existe alors en grands cristaux et à l'état microlithique.

A la base des volcans, on trouve fréquemment des associations d'anorthite et d'amphibole en grands cristaux, avec pâte contenant des microlithes de labrador. Les volcans du Cantal, des Açores, de Santorin ont rejeté ces roches à l'état de blocs plus ou moins volumineux.

Pl. XXXVIII, fig. 1 et 2.

Reproduction artificielle. Pl. XX, fig. 3 et 4.

A cause de la difficile fusibilité de l'anorthite, il convient de recourir à la plus haute température que puissent supporter les creusets de platine sans se fondre. A la suite d'un recuit prolongé à cette température, un mélange artificiel des éléments de l'anorthite se prend en une masse entiè-

rement cristalline ; après huit jours de traitement, nous avons obtenu des microlithes d'anorthite mesurant 1 millimètre de longueur, sur $0^{mm},05$ de largeur ; leur allongement a lieu suivant l'arête pg^1 et, dans cette zone, leurs extinctions se font sous des angles qui atteignent 45°.

D'autres cristaux, entourés par les précédents, sont beaucoup plus raccourcis et développés suivant la face g^1 ; ils simulent comme des embryons de grands cristaux.

Tous ces cristaux présentent la macle de l'albite et parfois celle de Baveno. Leurs lamelles hémitropes ressemblent entièrement par leur agencement et leur grande largeur aux anorthites naturels. Ils sont remplis d'inclusions vitreuses à bulles de gaz. Tantôt ces inclusions sont arrondies, tantôt elles se montrent polyédriques et présentent en creux les formes de l'anorthite (parallélogrammes, hexagones).

M. Vélain a signalé la production de petites lamelles cristallines d'anorthite dans les verres provenant de l'incendie des meules de blé.

RENVOI AUX PLANCHES.

XX, 3 et 4. — XXXV, 1. — XXXVIII, 1 et 2. — XLII, 1 et 2. — XLIII, 1 et 2.

NÉPHÉLINE-ÉLÉOLITE

Bibliographie.

Vom Rath. *Das Syenitgebirge von Ditro.* Niederrheinische Gesellsch. für Natur-und Heilk., 13 mars 1876.
Rosenbusch. *Der Nephelinit vom Katzenbuckel.* Freiburg in B., 1869.
Zirkel. *Ueber die mikrosk. Zusammensetzung der Phonolithe.* Pogg. Ann., 1867, 303.
— *Ueber die Verbreitung mikrosk. Nepheline.* Neues Jahrb. für Mineral., 1868, 697.
— *Basaltgesteine.* Bonn, 1870, 38.

La néphéline appartient au système hexagonal. Ce caractère l'éloigne de la famille des feldspaths, à laquelle on l'eût infailliblement rattachée, si l'on n'eût tenu compte que de sa composition chimique.

C'est un silicate alumineux à base de soude, offrant les rapports suivants entre les proportions d'oxygène de la base monoxyde, de l'alumine et de la silice :

$$\dot{R} : \tfrac{1}{3}\ddot{R} : \tfrac{1}{2}Si = 1 : 3 : 4$$

Ces rapports sont exactement ceux qui caractérisent l'anorthite. Entre ces deux minéraux, l'unique différence de composition consiste dans la présence de la soude comme base monoxyde pour le premier, et de la chaux pour le second.

La néphéline, constituée comme il vient d'être dit, se compose de :

Silice.	41,6
Alumine.	36,2
Soude	22,2

Cependant les échantillons de néphéline naturelle qui, jusqu'à ce jour, ont été soumis à l'analyse, ont en général fourni une teneur un peu plus

élevée en silice. On a été conduit ainsi bien plutôt à la formule $1 : 3 : 4\frac{1}{2}$ qu'à la formule plus simple $1 : 3 : 4$. Ce résultat peut être attribué à deux causes :

1° A l'altération fréquente de la néphéline;

2° A l'existence dans les cristaux de néphéline d'inclusions de matière amorphe, offrant à peu près la composition de l'un des termes supérieurs de la série feldspathique, et par suite plus riche en silice que la substance qui les renferme.

Nos expériences sur la reproduction artificielle de la néphéline établissent que l'on obtient aisément ce minéral, avec ses caractères cristallographiques ordinaires, en fondant ensemble un mélange d'éléments chimiques, possédant exactement la composition typique ci-dessus indiquée. Au contraire, si l'on agit sur ce même mélange additionné d'un léger excès de silice, la néphéline que l'on obtient présente un cachet spécial et une constitution minéralogique différente de celle qu'elle offre dans les cristaux naturels. Au lieu d'être en cristaux distincts et complets, elle se montre à l'état de macles multiples, de groupements sphérolithiques finement radiés, qui se comportent à la lumière polarisée, entre les nicols croisés, exactement comme la calcédoine. Cette variété de néphéline est à la néphéline normale ce que la calcédoine est au quartz.

Il ressort de ce qui vient d'être dit que les formes normales de la néphéline naturelle s'obtiennent artificiellement avec un mélange d'éléments chimiques offrant la composition qui correspond à la formule $1 : 3 : 4$. Cette formule doit donc être considérée comme exprimant la composition typique de la néphéline.

Les analyses de la néphéline cristallisée naturelle y indiquent généralement une certaine quantité de potasse remplaçant la soude en proportions atomiques. Ce fait n'a rien d'extraordinaire; il est conforme aux lois de l'isomorphisme. Cependant le remplacement de la soude par la potasse ne peut se faire que dans des limites restreintes, et nous avons constaté par l'expérience qu'il était impossible d'obtenir artificiellement une néphéline purement potassique. On n'arrive pas, même à la température de fusion du

platine, à fondre les éléments chimiques d'un pareil produit, malgré sa très grande basicité.

De l'eau, de la magnésie, de l'oxyde de fer ont été quelquefois indiqués comme existant dans la néphéline en proportions variables; mais ces corps y sont évidemment dus à la pénétration de substances étrangères.

Le poids spécifique de la néphéline est compris entre 2,58 et 2,64.

Propriétés cristallographiques et optiques.

La forme cristalline de la néphéline est celle d'un prisme hexagonal régulier, généralement dépourvu de modifications. Quelquefois cependant les arêtes de la base sont modifiées par des troncatures.

Les cristaux de néphéline sont ordinairement de dimensions à peu près égales dans tous les sens; rarement ils sont allongés suivant les arêtes du prisme; plus souvent ils sont aplatis parallèlement à la base.

Les sections de néphéline qui s'observent dans les préparations microscopiques de roches peuvent être rangées en trois catégories :

1° Celles qui atteignent toutes les faces latérales du prisme ou seulement cinq de ces faces et l'une des bases, et qui, par conséquent, sont hexagonales. Les hexagones ainsi obtenus se rapprochent d'autant plus de l'hexagone régulier que la section est plus près d'être parallèle à la base du prisme; une section rigoureusement parallèle à cette base demeure obscure entre les nicols croisés, quelle que soit l'orientation qu'on lui donne. Les sections peu inclinées demeurent aussi sensiblement obscures dans toutes les positions. Quant aux autres, elles s'éclairent d'autant plus qu'elles sont plus inclinées et ne s'éteignent que dans quatre positions à angle droit pour une rotation complète de la préparation.

2° Il y a lieu de distinguer ensuite les sections qui atteignent les deux bases et deux faces latérales du prisme, ou bien encore l'une des bases et trois faces latérales. Ce sont des quadrilatères, d'autant plus rapprochés de la forme rectangulaire que la section considérée est plus près d'être parallèle aux arêtes latérales du prisme. Toutes ces sections s'éteignent dans

quatre positions à angle droit pour une rotation complète de la préparation. Dans les sections rectangulaires, l'extinction se fait parallèlement aux côtés du rectangle. Dans les autres, l'extinction se fait en général d'autant moins obliquement par rapport aux côtés du quadrilatère, que la section se rapproche davantage d'être parallèle aux arêtes du prisme.

3° Enfin, des sections pentagonales et triangulaires peuvent encore se rencontrer, mais elles sont toujours en petit nombre et l'œil en fait involontairement abstraction dans les observations microscopiques.

Couleurs de polarisation.

La néphéline est négative. La différence entre l'indice de réfraction du rayon ordinaire (1,540) et l'indice minimum de réfraction du rayon extraordinaire (1,535) est très petite, ce qui explique le peu d'intensité des teintes que prend ce minéral, entre les nicols croisés, lorsqu'on l'observe dans des préparations microscopiques possédant l'épaisseur habituelle aux plaques minces.

Structure.

La néphéline ne présente pas toujours de contours cristallins. Il arrive fréquemment que, dans les roches, elle est moulée sur les minéraux nettement cristallisés dont elle semble avoir rempli les interstices. Mais cette apparence n'est, le plus souvent, qu'une illusion qui tient à plusieurs causes.

Il est à remarquer que la substance de la néphéline pure est absolument incolore, que son pouvoir réfringent est très peu différent de celui de la matière amorphe qui l'englobe parfois, que ses clivages ne sont manifestes que dans des cas tout à fait exceptionnels. Les clivages imparfaits qui y ont été signalés parallèlement à la base et aux faces du prisme ne se voient que dans des grands cristaux de provenance drusique. Enfin, dans les roches, la néphéline est le plus souvent en petites lamelles cristallines enchevêtrées ou empilées sans ordre les unes sur les autres.

Par suite, lorsque les cristaux de néphéline ne sont pas délimités par une ceinture de minéraux étrangers et lorsqu'ils sont, en outre, privés d'inclusions, il est presque toujours impossible de les distinguer à la lumière naturelle. A leur place, on ne voit que des parties transparentes d'apparence homogène.

La lumière polarisée fait généralement apercevoir les éléments cristallins dont se composent ces plages. Cependant il se présente des cas où ces espaces, tout en se colorant de teintes blanc bleuâtre entre les nicols croisés, ne manifestent pas la présence de lamelles cristallines distinctes. Malgré cela, même dans ces cas, on n'a généralement pas affaire à une simple plage de néphéline compacte; l'extinction entre les nicols croisés ne se fait pas dans quatre positions de la préparation. Quelle que soit l'orientation donnée à celle-ci, la plage en question demeure éclairée d'une teinte bleuâtre presque uniforme, ce qui prouve que l'on a sous les yeux un agrégat de fines lamelles cristallines, orientées dans tous les sens. La nuance spéciale et l'uniformité de la teinte observée s'expliquent par les propriétés optiques de la néphéline.

Associations. I. Néphéline.

Les grands cristaux de néphéline (cristaux de première consolidation) n'englobent jamais d'autres minéraux que l'augite, le fer oxydulé et le mica noir. D'autre part, on les trouve fréquemment enclavés dans l'augite, la hornblende, le mica noir, l'orthose vitreux, le labrador, la leucite, le fer oxydulé. De là, il faut conclure que la néphéline en grands cristaux est l'un des premiers produits de la cristallisation dans les roches.

Mais, en revanche, quand elle est de seconde consolidation, elle semble postérieure à tous les éléments cristallisés qui l'accompagnent. On doit, par suite, la considérer comme un minéral dont la cristallisation dans les roches s'est spécialement effectuée aux moments extrêmes des deux stades de consolidation.

Les roches tertiaires et post-tertiaires, qui renferment de la néphéline comme élément essentiel, sont les phonolites, les téphrites et les néphélinites.

Dans les phonolithes, la néphéline accompagne la sanidine, l'amphibole, l'augite, le labrador, la leucite, l'haüyne, l'apatite en grands cristaux et plus rarement le fer oxydulé et le sphène. Elle s'y présente normalement à l'état de lamelles cristallines minces de seconde consolidation, entourées souvent d'une couronne de microlithes augitiques. On l'y observe

Pl. XLVI, fig. 1 et 2. Pl. XLVII, fig. 1. Pl. XLVIII, fig. 1.

aussi, quoique moins essentiellement, à l'état de grands cristaux de première consolidation.

Pl. XLIX, fig. 2. Dans les téphrites, la néphéline est presque entièrement à l'état de minces cristaux de seconde consolidation. Les minéraux en grands cristaux qui lui sont associés dans ces roches sont les mêmes qui l'accompagnent dans les phonolithes. Il faut cependant excepter l'orthose vitreux qui fait défaut dans les téphrites et l'olivine qui y apparaît. La leucite y est fré-
Pl. LI, fig. 1. quente, ainsi que le labrador en grands cristaux. L'oligoclase et le labrador se montrent l'un et l'autre sous forme de microlithes, mais toujours avec prédominance marquée de l'un par rapport à l'autre.

Dans les néphélinites, on observe aussi de la néphéline appartenant aux deux stades de la consolidation. C'est là surtout que l'on trouve les accumulations de minces lamelles de ce minéral, en plages affectant l'apparence d'une matière compacte et donnant une polarisation d'agrégat. Les minéraux en grands cristaux associés à la néphéline sont l'augite, l'olivine, la leucite, le fer oxydulé, l'haüyne, l'apatite et accessoirement l'amphibole, le mica noir, le sphène, la mélilite. A l'état de microlithes, on ne trouve, avec la néphéline, que le fer oxydulé et l'augite.

La néphéline secondaire se rencontre fréquemment à la surface des blocs projetés qui se rencontrent au milieu des laves de la Somma et dans les druses de même provenance.

II. Éléolite. L'*éléolite* est la variété de néphéline qui se voit dans les roches anciennes. Elle possède des caractères de structure particuliers, très différents de ceux qui ont été indiqués pour la néphéline des roches tertiaires et post-tertiaires. Les échantillons sont compacts, dépourvus de toute forme régulière. Leur cristallinité n'est accusée que par des fentes grossièrement parallèles entre elles, que l'on a considérées comme dues aux clivages correspondant aux faces du prisme. L'éléolite offre à l'œil nu des teintes d'un vert rougeâtre; elle possède un éclat gras caractéristique.

Pl. XLV, fig. 1. Elle est associée à la sodalite dans la miascite, la syénite zirconienne

et la ditroïte (syénite éléolitique). La sodalite joue ainsi, par rapport à la néphéline des roches anté-tertiaires, le même rôle que l'haüyne par rapport à la néphéline proprement dite des roches tertiaires et post-tertiaires.

L'éléolite est en plages granitoïdes de seconde consolidation; elle présente souvent une orientation cristallographique unique dans toute l'étendue d'une plage.

Dans la syénite zirconienne de Norvège, à côté de l'éléolite proprement dite, on trouve une matière grenue, rougeâtre, à laquelle elle se juxtapose sans transition graduée et qui se distingue nettement du feldspath blanc et de tous les autres minéraux de la roche. Au microscope, ce minéral présente, entre les nicols croisés, l'apparence du quartz grenu calcédonieux; il ressemble entièrement à la néphéline calcédonieuse que nous avons obtenue artificiellement, et, comme elle, il est facilement réduit en gelée par les acides. On y aperçoit de nombreuses inclusions de fer oxydulé et des lamelles transparentes rouges de fer oligiste. Pl. XLV, fig. 2.

Il existe donc dans les roches anciennes deux variétés d'éléolite, intimement associées l'une à l'autre : la première est en grandes plages granitoïdes d'orientation uniforme, la seconde est en agrégats rappelant la calcédoine et présente, entre les nicols croisés, de petites plages multiples à contours sinueux, emboîtées les unes dans les autres, qui se teintent d'ombres moirées, variables avec l'orientation de la préparation.

La *cancrinite* paraît être une simple altération de la néphéline, associée à du carbonate de chaux.

I. Dans les roches à *néphéline*, les cristaux de ce minéral présentent deux catégories d'inclusions. Les unes sont constituées par de très petits cristaux d'augite, allongés suivant l'arête $g^1 h^1$ et distribués suivant des plans parallèles à la base et aux faces latérales du prisme. Les autres se présentent sous la forme de grains arrondis ou elliptiques d'un noir violacé, semblables aux granules d'une fine poussière. En employant un fort grossissement, on reconnaît qu'un certain nombre de ces inclusions ne sont autre chose que de très petites cavités à gaz ou des particules vitreuses à bulles. Mais la plupart sont entièrement opaques; elles n'ont pas les con- Inclusions.

tours nets du fer oxydulé et du fer titané; on ne saurait même les comparer, par leur aspect, qu'aux granules mal délimités qui composent les précipités chimiques, fournis par l'action de l'hydrogène sulfuré sur les solutions de certains sels métalliques.

Les granules en question sont distribués en traînées suivant des plans parallèles à la surface du cristal qui les renferme, tantôt plus nombreux au voisinage de la périphérie, tantôt, au contraire, accumulés dans la partie centrale du cristal et quelquefois si abondants qu'ils lui donnent une teinte violacée presque uniforme.

Les deux espèces d'inclusions, qui viennent d'être décrites, s'observent en général dans deux catégories différentes de roches à néphéline, et dans celles de ces roches où elles se rencontrent à la fois, elles sont spécialement l'apanage, les unes de cristaux de néphéline de première consolidation, les autres des cristaux du même minéral engendrés dans le second stade de formation de la roche.

Dans les phonolithes et dans les leucitophyres, les cristaux de néphéline de seconde consolidation offrent fréquemment de jolies couronnes d'inclusions microscopiques d'augite; les inclusions sous forme de poussière violacée ne se montrent que dans de grands cristaux de première consolidation.

Dans les téphrites et les néphélinites, les cristaux très petits qui représentent, pour la néphéline, le second stade de la consolidation sont, en général, dépourvus de toute espèce d'inclusions. Au contraire, les grands cristaux, qui représentent le premier stade, sont abondamment semés de poussière noire violacée microlithique et possèdent exceptionnellement des microlithes d'augite.

Des inclusions d'acide carbonique liquide ont été signalées dans une néphéline d'un leucitophyre du Camillenberg (région du lac de Laach). Des inclusions aqueuses contenant des cristaux cubiques d'un chlorure alcalin ont été vues aussi dans une néphéline de la Somma. Les faits de ce genre sont tout à fait exceptionnels.

II. L'*éléolite* possède des inclusions qui lui sont propres. Au micros-

cope, on y découvre des microlithes de hornblende alignés parallèlement aux fentes du clivage. Dans certains échantillons d'éléolites brunâtres de la Norvège méridionale et de l'Arkansas, on voit en outre de nombreuses inclusions liquides à bulle mobile. L'éclat gras de l'éléolite a été attribué à ces deux sortes de produits.

Actions secondaires.

La facilité avec laquelle la néphéline est attaquée par les acides, explique la fréquence des altérations qu'elle présente, lorsqu'elle est en grands cristaux dans les roches. On voit les modifications secondaires s'y propager de l'extérieur vers l'intérieur et de chaque côté des fentes. Les cristaux attaqués se troublent, prennent une structure fibreuse, offrent les caractères de la polarisation d'agrégat. La mésotype et la phillipsite sont les termes extrêmes de la transformation.

Quand la néphéline est de seconde consolidation et particulièrement lorsqu'elle se présente sous forme de fines lamelles cristallines empilées, elle est beaucoup moins attaquable. Il n'est pas rare de l'observer alors parfaitement intacte dans une roche dont la plupart des minéraux sont profondément modifiés. Cette particularité singulière, en contradiction apparente avec les propriétés chimiques connues de la néphéline, ne peut guère être expliquée que par la présence d'une petite quantité de matière amorphe peu attaquable, qui, comme un vernis, enduit et protège les menus cristaux de néphéline.

Réactions qualitatives.

La néphéline fond difficilement au chalumeau en un verre bulleux. Au procédé Szabo elle donne les réactions maxima de la soude.

La facilité avec laquelle elle est attaquée par les acides constitue l'un des meilleurs caractères servant à la faire reconnaître. L'acide chlorhydrique et l'acide nitrique la décomposent aisément, même dans les préparations microscopiques ; on obtient un résidu gélatineux de silice.

L'eau distillée l'attaque légèrement à la température de l'ébullition. Lorsque l'opération est faite sur ce minéral réduit en poudre fine, la liqueur offre après traitement une réaction alcaline très prononcée.

Diagnostic.

Dans les roches, la néphéline peut être confondue avec l'apatite, les feldspaths, le quartz, les zéolites.

Apatite.

I. L'apatite appartient comme elle au système hexagonal. Sa forme habituelle est également celle d'un prisme hexagonal régulier dépourvu de modifications. Ces deux minéraux sont incolores et ne se montrent pas maclés. Les inclusions pulvérulentes d'un noir violacé que nous avons signalées dans la néphéline, sont encore bien plus communes dans l'apatite et s'y montrent exactement avec les mêmes caractères. Les teintes que les deux minéraux prennent à la lumière polarisée, entre les nicols croisés, sont les mêmes, et le mode d'extinction est identique. Enfin, l'un et l'autre sont attaquables aux acides.

Cet ensemble de caractères communs semble donc devoir rendre difficile la distinction des deux minéraux. Cependant nous allons voir que, dans la plupart des cas, il est assez aisé de trancher la difficulté.

Et d'abord, il est à remarquer que la confusion de l'apatite avec la néphéline ne peut avoir lieu que quand ce dernier minéral est sous forme de grands cristaux de première consolidation. L'apatite est toujours en prismes très allongés, bien nettement cristallisés. Elle n'affecte jamais la forme de minces lamelles microlithiques comme la néphéline de seconde consolidation. C'est donc seulement avec la variété de néphéline la moins répandue dans les roches que l'apatite peut être confondue.

Mais même dans ce cas on possède des moyens de distinction :

1° L'apatite est non seulement en cristaux plus allongés que la néphéline, mais elle est surtout en cristaux plus isolés les uns des autres. Les individus cristallins, appartenant à l'apatite, sont toujours clairsemés dans une préparation; ils ne sont jamais serrés en groupes, comme ceux qui appartiennent à la néphéline.

2° Les prismes d'apatite sont divisés transversalement par des clivages parallèles à la base; la néphéline ne présente aucun clivage sensible.

3° Les inclusions microlithiques d'augite qui se montrent quelquefois disposés, suivant un ordre régulier, dans les grands cristaux de néphéline, font défaut dans l'apatite.

La néphéline traitée par les acides donne un dépôt gélatineux. La solution obtenue ne précipite pas par le molybdate d'ammoniaque; elle ne

fournit pas sensiblement de précipité quand on l'additionne d'ammoniaque en excès et d'oxalate d'ammoniaque.

L'apatite, traitée par l'acide nitrique, se dissout complètement sans dépôt gélatineux. La solution, traitée par le molybdate d'ammoniaque, donne un précipité cristallin jaune de phospho-molybdate caractéristique. Elle précipite abondamment quand on l'additionne d'ammoniaque en excès et d'oxalate d'ammoniaque.

Les procédés Szabo et Boricky procurent aussi des renseignements précis sur la nature des deux minéraux, en décelant la base monoxyde qui prédomine.

II. La néphéline ne peut guère être confondue avec les feldspaths tricliniques. Elle n'est pas maclée; ceux-ci le sont presque toujours. La forme allongée de leurs microlithes n'est pas celle des lamelles minces de la néphéline de seconde consolidation. L'oligoclase et le labrador ne sont pas attaquables aux acides. Quant à l'anorthite, il est douteux qu'il existe dans les roches à néphéline, même dans les plus basiques. Il pourrait peut-être cependant s'y trouver à l'état de grands cristaux, mais ses clivages, ses macles, la vivacité des teintes qu'il prend entre les nicols croisés, les caractères chimiques de la solution qu'il donnerait avec les acides, le distingueraient aisément. Feldspaths.

Ajoutons ici en résumé, d'une façon générale, que la forme, les clivages, les macles et le mode d'extinction distinguent aisément tous les feldspaths tricliniques de la néphéline.

Les mêmes caractères séparent, dans la plupart des cas, le feldspath monoclinique de la néphéline. La distinction ne devient véritablement difficile que quand le feldspath monoclinique est microlithique. Alors, en effet, il se présente souvent sous forme de lamelles qui, pour la plupart, ne sont pas maclées et sont en grand nombre de forme rectangulaire. L'extinction se fait dans ces dernières comme pour la néphéline. Dans ce cas, un examen attentif à un fort grossissement est nécessaire pour bien déterminer les formes et les propriétés optiques du minéral, qui fait l'objet du litige. L'emploi des acides qui laissent le feldspath monoclinique intact

et qui, au contraire, finissent toujours par attaquer la néphéline, doit être également utilisé. En mettant en œuvre ces procédés divers d'investigation, il est rare qu'on ne puisse sûrement résoudre le problème proposé.

Il peut y avoir difficulté à séparer les plages granitoïdes d'éléolite des plages d'orthose dont elle est souvent accompagnée. Les clivages de l'éléolite sont en général moins réguliers. L'essai chimique tranche facilement la question.

Quartz. III. Le quartz appartient, comme la néphéline, au système hexagonal; mais les formes habituelles des deux minéraux les distinguent nettement, toutes les fois qu'ils possèdent une individualité cristalline marquée. La néphéline est, en effet, en prismes hexagonaux réguliers, simples; les facettes prédominantes du quartz, dans les roches, sont celles de la double pyramide.

Les petits amas de lamelles minces de néphéline de seconde consolidation se distinguent aussi, dans presque tous les cas, des diverses apparences qu'affecte le quartz globulaire. Il suffit généralement, pour arriver à ce résultat, d'examiner la préparation à la lumière polarisée avec un grossissement suffisant qui met en évidence les formes lamelleuses de la néphéline.

Calcédoine. Nos expériences sur la reproduction artificielle de la néphéline ont établi qu'elle pouvait affecter l'apparence de la calcédoine, et certaines variétés d'éléolite, notamment dans la syénite zirconienne de Norvège, reproduisent cette apparence. Il est évident que, si la néphéline se présente à cet état dans les roches, elle a dû bien souvent être prise pour de la calcédoine véritable. Les observations microscopiques ne fournissent aucun moyen de diagnostic. Il faut alors avoir recours aux essais chimiques. La calcédoine quartzeuse résistera à l'action des acides; la calcédoine néphélinique sera détruite par ces mêmes agents.

Tridymite. Il existe encore une autre variété de silice qui, dans certains cas particuliers, peut être confondue avec la néphéline : c'est la tridymite. Dans les phonolithes, il est fréquent de la voir à la surface des feldspaths sous forme de très petites lamelles hexagonales, tandis que la néphéline abonde

aux alentours à peu près sous la même forme. La tridymite est généralement plus mince et toujours sans action sur la lumière polarisée; elle ne modifie en aucune manière la teinte de polarisation des feldspaths, sur lesquels elle est appliquée, et disparaît, pour ainsi dire, entre les nicols croisés. Enfin les contours de la tridymite sont presque toujours arrondis, tandis que les hexagones de néphéline sont réguliers et à côtés rectilignes.

Zéolites.

IV. Les zéolites sont toujours des produits secondaires dans les roches. Elles se présentent en veinules, en nids. Leur mode d'association aux éléments cristallins de la roche permet donc de les distinguer immédiatement de la néphéline. Il ne peut véritablement y avoir de confusion que dans un cas tout à fait exceptionnel, celui où l'on verrait un cristal prismatique d'apparence hexagonale faisant saillie dans une cavité de la roche. Les zéolites rhombiques, vues parallèlement aux faces du prisme, s'éteignent longitudinalement comme la néphéline. Mais la plupart sont à base de chaux ou même de baryte et un essai chimique qualitatif décèlerait de suite la différence de composition, qui les sépare de la néphéline.

Une seule de ces zéolites, la mésotype, mérite réellement d'être ici l'objet d'une discussion au point de vue qui nous occupe, à cause de la prédominance de la soude dans sa composition et de sa fréquence dans les roches volcaniques basiques.

Nous la distinguerons surtout de la néphéline par le groupement radié et l'allongement considérable de ses prismes, ainsi que par leur éclat plus vif entre les nicols croisés. Enfin, si l'on peut détacher quelques-uns des cristaux en question, la recherche de la teneur en eau du minéral, opérée dans un petit tube d'essai, fournira la solution définitive du problème.

Reproduction artificielle.

Nous avons obtenu la néphéline artificiellement par la même méthode qui nous a amenés à la reproduction des feldspaths tricliniques.

Pl. XLIV, fig. 3, 4 et 5.

Lorsqu'on opère sur un mélange de silice, d'alumine et de carbonate de soude tel que les proportions d'oxygène du protoxyde, du sesquioxyde

et de l'acide soient comme 1 : 3 : 4, on obtient facilement par fusion et recuit peu prolongé un culot blanc à reflet soyeux, que le microscope montre composé de petits prismes hexagonaux ($0^{mm},12$ de long sur $0^{mm},08$ de large), doués des propriétés optiques connues de la néphéline; les sections hexagonales restent constamment éteintes entre les nicols croisés; les sections rectangulaires s'éteignent suivant leurs côtés; les cristaux présentent parfois un noyau central opaque, comme la néphéline de certains phonolithes. M. Rosenbusch a pu constater, au microscope à lumière convergente, le caractère négatif de notre néphéline artificielle.

Quand on part d'un mélange légèrement surchargé en silice (1 : 3 : $4\frac{1}{2}$), on obtient un culot entièrement cristallisé, qui, au point de vue optique, est à la néphéline hexagonale ce que la calcédoine est au quartz. Les lamelles cristallines sont composées de nombreux cristaux élémentaires, se pénétrant mutuellement et constituant des macles multiples qui ne s'éteignent pas en une seule fois entre les nicols croisés. Parfois on aperçoit, au centre d'une lamelle, deux rectangles allongés se croisant suivant un angle voisin de 120 degrés; l'extinction de l'ensemble se fait alors simultanément, ce qui suppose un axe de rotation de la macle coïncidant avec un des axes principaux de l'ellipsoïde d'élasticité, resté commun à chacun des cristaux élémentaires et en même temps à la lamelle ambiante. Cette variété singulière de néphéline, d'apparence calcédonieuse, présente par places de véritables phénomènes de concrétion; comme la néphéline typique, elle fait facilement gelée avec les acides.

Nous avons essayé de faire cristalliser simultanément $\frac{1}{10}$ de pyroxène avec $\frac{9}{10}$ de néphéline; le résultat a été la production d'un mélange de quatre minéraux différents.

1° Néphéline typique, bien caractérisée, se présentant à peu près dans les proportions attendues.

2° Spinelle vert marin pâle, en petits octaèdres réguliers très nets, doués au microscope du relief qui caractérise le spinelle naturel.

3° Grenat mélanite jaune brunâtre en dodécaèdres réguliers, plus volumineux que les octaèdres de spinelle, mais moins abondants.

4° Microlithes très fins, très allongés, d'une substance incolore, fibreuse, prenant des teintes vives entre les nicols croisés et s'éteignant en long.

RENVOI AUX PLANCHES.

XXVIII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2. — XLIV, 3, 4 et 5. — XLV, 1 et 2. — XLVI, 1 et 2. — XLVII, 1 et 2. — XLVIII, 1 et 2. — XLIX, 2. — LI, 1.

LEUCITE

Bibliographie.

Baumhauer. *Studien über den Leucit.* Zeitschr. f. Krystallographie, I, 270.
— *Bemerkungen zu der Abhandlung des Herrn Hirschwald.* Min. u. Pet. Mittheilungen, 1878, 287.
Hirschwald. *Ueber unsere derzeitige Kenntniss des Leucit-Systems.* Min. Mittheilungen. 1875, id. 1878, 85.
Mallard. *Phénomènes optiques anomaux.* Ann. des mines, X, 1876.
Vom Rath. *Ueber das Krystalsystem des Leucits.* Pogg. Ann., 1874, 198.
Zirkel. *Ueber die mikrosk. Structur des Leucits.* Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesell. 1868, 97.
— *Basaltgesteine*, Bonn, 1870.

Composition chimique.

La leucite est un silicate alumineux à base de potasse. Les rapports entre les proportions d'oxygène de la base monoxyde, de l'alumine et de la silice sont les suivants :

$$\dot{K} : \tfrac{1}{3}\,\ddot{Al} : \tfrac{1}{2}\,S\bar{i} = 1 : 3 : 8.$$

Elle est infusible au chalumeau ; cependant on peut la fondre à la trompe dans un creuset de platine. La température qu'il faut atteindre pour cela, est voisine de celle de la fusion du platine.

Son poids spécifique est compris entre 2,45 et 2,50.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Jusqu'en ces derniers temps, on considérait la leucite comme appartenant au système cubique et comme une combinaison du dodécaèdre rhomboïdal b^1 avec le trapézoèdre a^2. M. von Rath a démontré qu'elle devait être rapportée au système quadratique. La forme dominante est une combinaison de l'octaèdre a^2 avec le dioctaèdre a_2. A ces faces s'adjoignent parfois celles de la pyramide b^1 et du prisme m (fig. 71).

De la combinaison de toutes ces faces résulte un polyèdre globuleux,

dont la régularité apparente ressemble à celle d'un cristal du système cubique.

M. von Rath a été conduit à rattacher la leucite au système quadratique par la constatation de l'inégalité de certains angles dièdres qui auraient été infailliblement égaux, si le cristal avait appartenu au système cubique. La détermination de ce savant s'appuie encore sur ce fait que, sur les faces de la leucite, on observe des lignes de macle qui correspondent à des angles rentrants très ouverts. La macle se fait avec b^1 comme face de jonction. Les axes principaux des deux individus cristallins accouplés font entre eux un angle de 87° 4′. Ordinairement la macle est multiple, de telle sorte que chaque cristal n'est en réalité qu'un assemblage de lamelles d'orientations alternantes, distribuées en groupes distincts.

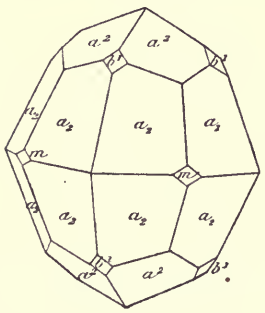


Fig. 71.

D'après M. Mallard, ce n'est pas au système quadratique, mais au système monoclinique, qu'il faudrait rapporter les formes de la leucite. Partant des inégalités qu'il constate dans la valeur des angles dièdres du pseudo-icositétraèdre de ce minéral, il arrive à conclure que les trois axes sont inégaux.

Les lamelles, taillées parallèlement à un des axes (orthodiagonale), s'éteignent constamment suivant cet axe; il coïncide donc avec un des axes principaux d'élasticité de la substance. Parallèlement aux deux autres axes cristallographiques, M. Mallard obtient des plaques qui lui montrent entre les nicols croisés, dans la lumière parallèle, des macles multiples avec face d'association à peu près à 45° des deux axes et extinctions dissymétriques.

L'orthodiagonale étant commune aux différents individus maclés, cette dissymétrie ne devrait pas exister dans l'hypothèse du système monoclinique et c'est au système triclinique que les observations de M. Mallard conduisent à rapporter la leucite.

Quoi qu'il en soit, les différences de longueur d'axe sont toujours très petites, et variables avec les différents échantillons de leucite observés (von

Rath, Hessenberg, Mallard, Tschermak). Quant aux propriétés optiques de la leucite, elles s'expliquent en général d'une façon satisfaisante, si l'on adopte l'hypothèse du système quadratique avec la macle b^1.

Extinctions. Couleurs de polarisation.

Les sections de leucite, pratiquées perpendiculairement à l'axe principal, demeurent éteintes dans toutes les positions de la préparation entre les nicols croisés. Les autres apparaissent colorées lorsque l'épaisseur est suffisante. Les teintes qu'elles affectent sont d'un blanc bleuâtre pâle, indiquant une très faible différence entre les valeurs des deux indices. L'indice du rayon ordinaire est égal à 1,508 et le maximum de l'indice du rayon extraordinaire à 1,509. De même que le prisme droit à base carrée de la leucite est très voisin du cube, de même l'ellipsoïde de révolution, qui représente sa constitution optique, se rapproche beaucoup de la forme sphérique. De là il résulte encore que les cristaux de leucite ne se montrent colorés au microscope, entre les nicols croisés, que lorsqu'ils ont une épaisseur notable, supérieure à l'épaisseur minima qu'exigent dans les mêmes conditions tous les autres minéraux anisotropes.

Dès qu'un cristal de leucite est assez épais pour se colorer entre les nicols croisés, on peut être certain qu'il se montre comme une combinaison multiple d'éléments maclés. Dans une section d'un tel cristal, on observe en général des séries de bandes rectilignes, alternativement de teinte claire et de teinte foncée. Les bandes s'éteignent dans quatre positions à angle droit pour un tour complet de la préparation. Les séries de bandes parallèles font entre elles les angles les plus divers ; cependant il est fréquent de les voir juxtaposées sous un angle voisin de 90°.

Pl. LI, fig. 2.

Les extinctions ne se font pas parallèlement au sens de l'allongement des bandes. Dans le cas ordinaire où celles-ci sont en séries sensiblement à angle droit, l'extinction a lieu suivant la bissectrice de deux séries contiguës. Le fait peut s'expliquer comme il suit : on sait que les lamelles maclées sont extrêmement minces et que la matière qui les compose est douée d'un très faible pouvoir polarisant. Elles ne prennent des teintes claires entre les nicols croisés que lorsqu'on les voit sur leurs tranches et, en même temps, quand la macle est sectionnée à peu près parallèlement à l'axe

principal, de façon que la différence entre les indices ordinaire et extraordinaire soit maximum. Or ces deux conditions ne sont bien remplies que quand la lamelle étudiée est taillée suivant un plan perpendiculaire à l'arête d'intersection de deux faces b^1, opposées sur p. Alors ce sont les deux systèmes de macles parallèles à ces faces que l'on aperçoit. Ces deux systèmes font entre eux, d'après les données de M. von Rath, un angle de 92° 56′, et l'extinction s'opère suivant l'axe principal, qui représente sur le plan de la lamelle la trace du plan bissecteur de leur angle dièdre.

Si l'on cherche à analyser plus rigoureusement ce cas particulier, on voit que, parmi les quatre systèmes de lamelles hémitropes, les deux premiers, appartenant au cristal primitif, s'éteignent rigoureusement suivant la bissectrice des faces de macles b^1. Les deux autres systèmes, appartenant à des cristaux dont les axes principaux font de part et d'autre des angles de 92° 56′ avec l'axe du cristal primitif, s'éteignent symétriquement à 2° 56′ de la position d'extinction de ce cristal. Il en résulte que l'ensemble s'éteint à peu près simultanément.

Les indices de réfraction de la leucite sont très peu différents de ceux des substances vitreuses, au sein desquelles elle se trouve le plus souvent englobée et qui, comme elle, sont généralement incolores. Il résulte de là, qu'à la lumière naturelle, il est fréquemment difficile de distinguer la leucite de la matière vitreuse ambiante. Lorsque plusieurs cristaux de leucite sont accolés, leurs sections ne sont ordinairement séparées que par des contours d'une extrême finesse. Cependant, si l'on observe avec un fort grossissement et si l'on fait mouvoir doucement la vis du microscope, on peut souvent apercevoir des portions plus ou moins étendues des facettes qui limitent chaque cristal, quelque mince que soit la section. L'observation est naturellement plus aisée, dans le cas assez commun où la surface des cristaux est recouverte d'une pellicule blanchâtre d'altération.

Structure. La leucite se présente fréquemment en sections octogonales sensiblement régulières; plus rarement, elle affecte la forme d'hexagones ou de quadrilatères. Les angles des sections sont presque toujours émoussés et les arêtes courbes. Les polygones de section peuvent aussi présenter un nombre de

côtés plus grand que l'octogone. De là suit que, dans un très grand nombre de cas, la forme des sections de leucite se rapproche de celle d'un cercle.

On a signalé des clivages difficiles et irréguliers dans la leucite parallèlement aux faces a^2, et l'on a regardé les stries qui se voient à la surface des gros cristaux de ce minéral comme l'indice de tels clivages; mais ces stries ne sont en réalité que des traces de macles multiples et, dans les coupes microscopiques de leucite, aucune ligne de clivage ne se montre jamais.

Les cristaux de leucite peuvent appartenir aux deux temps de la consolidation. Les produits du *premier stade* sont généralement volumineux, leurs contours sont visibles, leurs angles et leurs arêtes sont arrondis. Souvent ils sont déformés; la matière amorphe ambiante et même les éléments cristallisés de la roche y pénètrent dans des anfractuosités qui atteignent quelquefois le centre même du cristal. Certains échantillons sont brisés, divisés en deux moitiés à surfaces inégales, réunies par de la matière amorphe, tantôt pure et tantôt au contraire chargée d'éléments divers.

Les cristaux de *seconde consolidation* sont de petites dimensions, sans contours nettement limités; ils exercent très rarement une action sensible sur la lumière polarisée. Ils se moulent sur les autres minéraux de la roche, tout en manifestant néanmoins une tendance des plus marquées à l'individualisation sous forme globuleuse.

La leucite *secondaire*, formée par voie de volatilisation, a été observée dans la nature. On l'a trouvée produite ainsi, à la surface des cavités d'une ponce du Vésuve recueillie à Pompéi. Elle s'y présente sous forme de globules cristallins de quelques centièmes de millimètre de diamètre, très réguliers de forme et dépourvus de toute action sensible sur la lumière polarisée.

Associations.

Parmi les minéraux qui accompagnent la leucite dans les roches, il en est un, l'augite, avec lequel elle s'associe volontiers de la manière la plus intime. C'est un des rares minéraux dans lesquels on la trouve enclavée; très fréquemment elle le contient à l'état d'inclusions. Il est aussi très ordinaire de voir les cristaux de leucite enveloppés d'une zone mince de cristaux d'augite

disposés tangentiellement à leur surface. Cette disposition se traduit, dans les coupes microscopiques de leucite, par une couronne de microlithes augitiques, qui borde extérieurement les contours de ce minéral.

Les grands cristaux de leucite, si souvent corrodés et brisés, appartiennent incontestablement au premier stade de consolidation, mais ils en représentent le terme extrême; car la leucite, ainsi qu'il a été dit ci-dessus, ne se trouve guère enfermée que dans l'augite, tandis qu'elle présente, à l'état d'inclusion, l'augite, la néphéline, l'haüyne, le feldspath, l'apatite, le fer oxydulé. Sa cristallisation a donc été postérieure à celle de tous ces minéraux.

La leucite en menus cristaux des leucitites est exempte d'altérations mécaniques; elle est moulée sur tous les minéraux de la roche et même sur ceux qui sont microlithiques, et qui, par conséquent, sont certainement de seconde consolidation. Elle est donc elle-même de seconde consolidation et doit être considérée comme représentant le terme extrême de ce second stade. Elle ne renferme pas d'autres inclusions cristallines que des microlithes d'augite.

La leucite fait totalement défaut dans les roches ante-tertiaires.

Les roches tertiaires et post-tertiaires qui la possèdent à l'état d'élément essentiel sont les leucitophyres, les leuco-téphrites et les leucitites.

Pl. XLVIII, fig. 1. Dans les leucitophyres on la trouve à l'état de grands cristaux accompagnés de sanidine, d'augite, de labrador, de mica noir, de néphéline, de fer oxydulé, de sphène et d'apatite, et accessoirement de mélilite, d'haüyne, de grenat mélanite. A l'état de cristaux de seconde consolidation, elle est associée à l'augite, à la sanidine, au fer oxydulé, à la néphéline et rarement à des microlithes de labrador.

La néphéline semble être le succédané de la leucite dans les leucitophyres. Quand elle devient prédominante, la roche passe aux phonolithes.

Pl. XLIX, fig. 1 et 2. Pl. L, fig. 1 et 2. Dans les leuco-téphrites, la leucite s'observe avec le labrador, l'augite, le fer oxydulé en grands cristaux, et accessoirement avec la néphéline, l'apatite, l'haüyne, le mica noir, la hornblende, le sphène, le grenat mélanite, la mélilite. Dans le magma fondamental de la roche, elle est accom-

pagnée, à l'état de cristaux de seconde consolidation, par des microlithes d'augite, de labrador, de fer oxydulé et accessoirement de néphéline.

Quand la néphéline devient prédominante, la roche passe à la téphrite.

Dans les leucitites, les mêmes minéraux accompagnent la leucite ; cependant le feldspath n'est plus qu'accessoire et l'olivine apparaît. La prédominance de la néphéline sur la leucite fait passer les leucitites aux néphélinites. Pl. LI, fig. 1 et 2.

Les inclusions de la leucite sont de natures très variées. Parmi les inclusions cristallines figurent en premier lieu celles d'augite. Ce minéral s'y présente en microlithes d'un vert pur ou nuancé de jaune, allongés suivant l'arête *mm* et développés surtout suivant g^1. Ces petits prismes sont assez épais pour se colorer de teintes vives entre les nicols croisés. Les plus ténus sont fréquemment terminés par des saillies fourchues ou même multifides. Inclusions.

Plus rarement on trouve des inclusions cristallines de microlithes incolores. Les inclusions de cette espèce sont en général trop minces pour se colorer entre les nicols croisés. Les uns ont une forme rectangulaire qui les a fait rapporter à l'apatite. Les autres se montrent sous forme de prismes à pointements obliques ; on les a considérés comme des feldspaths.

Des inclusions de néphéline, de noséane, de grenat mélanite, de fer oxydulé, de picotite, s'observent encore dans la leucite.

Les inclusions vitreuses à bulles sont communes, et de dimensions très variables. Le volume d'une inclusion et celui de la bulle qu'elle renferme ne présentent entre eux aucun rapport fixe.

La forme de ces inclusions est parfois irrégulière, mais ordinairement, elles sont allongées dans des directions en relation avec la symétrie du cristal. On en trouve aussi qui affectent des formes régulières, correspondant à celles de la leucite, dont elles moulent les cavités intérieures.

La matière de certaines inclusions vitreuses présente un commencement de cristallisation et se trouve plus ou moins chargée de cristallites. D'autres possèdent des productions fibreuses radiées qui semblent de formation secondaire.

Des cavités à gaz très petites se voient fréquemment aussi dans la leucite. Elles sont en général de forme arrondie.

Des inclusions aqueuses à bulle mobile ont été plusieurs fois signalées dans les leucites de diverses roches (leucitites de Capo di Bove près de Rome, du mont Volture, d'Albano, phonolithe d'Olbrück), mais toujours dans des leucites de première consolidation.

Les inclusions si diverses, qui s'observent dans la leucite, s'y trouvent quelquefois pêle mêle, dans le désordre le plus complet. Cependant, en général, elles sont régulièrement distribuées. Cette régularité constitue l'un des meilleurs caractères distinctifs, le seul qui soit véritablement utilisable, quand ce minéral est de seconde consolidation ; car la leucite est alors presque toujours dépourvue de contours cristallins visibles et n'exerce aucune action sur la lumière polarisée.

Les inclusions de la leucite forment souvent de petits amas au centre du cristal. On les trouve aussi distribués le long d'une bande qui en suit intérieurement les contours ; enfin, on les voit formant une ou plusieurs couronnes concentriques, parallèlement aux bords. Le sens de leur allongement coïncide avec la direction tangentielle correspondante ; on voit même parfois se couder ceux qui sont en face de l'un des angles d'une section.

Une couronne d'inclusions se montre assez souvent formée d'inclusions d'une seule espèce, particulièrement d'augite, de matière vitreuse ou de cavités à gaz ; mais souvent aussi une même couronne renferme des inclusions de natures diverses, qui parfois se succèdent et alternent dans un ordre régulier.

Dans certains cristaux de leucite, les inclusions sont tellement abondantes et distribuées si uniformément qu'elles occupent presque toute la masse du cristal, mais ce cas est exceptionnel. Alors, si les inclusions sont principalement formées par de fines cavités à gaz arrondies, l'apparence d'une section ressemble un peu à celle qu'offrirait la coupe d'une haüyne.

Les inclusions de la leucite se montrent aussi parfois rangées radialement, mais cette disposition est bien moins commune que la disposition tangentielle. M. Von Lasaulx a signalé, dans les leucites de la lave de 1872

au Vésuve, des inclusions vitreuses disposées en groupes sous forme de secteurs et laissant entre elles un espace en croix, libre de toute matière étrangère. L'auteur considère cet arrangement comme une conséquence de la symétrie quadratique de la leucite.

Il est fréquent de trouver dans les roches des échantillons de leucite entièrement dépourvus d'inclusions.

Actions secondaires.

La leucite, en s'altérant, se trouble d'abord, puis se transforme quelquefois en concrétions fibreuses radiées, formées par des zéolithes diverses. Plus souvent elle se change en produits grenus, offrant les phénomènes de la polarisation d'agrégat.

Réactions qualitatives.

La leucite est attaquable aux acides, mais l'opération ne se fait bien qu'à chaud. La silice mise en liberté n'est pas gélatineuse, elle est simplement pulvérulente. La liqueur obtenue est riche en potasse ; elle peut être l'objet d'un examen spectroscopique, ou soumise aux procédés Szabo et Boricky qui mettront nettement en évidence la nature de la base prédominante dissoute. Il ne faut pas perdre ici de vue que les leucites de certaines roches sont très sodiques, ainsi que l'a montré M. Ch. Sainte-Claire Deville.

Diagnostic.

Aucun minéral cristallisé ne peut être véritablement confondu avec la leucite. Sa forme polyédrique grossièrement arrondie, l'arrangement et la nature de ses inclusions, son isotropie quand elle est en petits cristaux, les phénomènes optiques qu'elle présente dans le cas contraire entre les nicols croisés, sont tellement caractéristiques qu'il n'y a pas de méprise possible.

La leucite en grands cristaux se distingue des globules perlitiques par les caractères cités ci-dessus et en outre par la disposition des fissures perlitiques qui sont tangentes entre elles et à des cassures rectilignes, et surtout qui se continuent au delà du premier enroulement.

Il n'y a véritablement de difficulté que quand il s'agit d'établir la distinction entre la leucite et la matière interposée dans l'intervalle des éléments intégrants des roches, en petits espaces à peu près sphériques. Les espaces en question offrent souvent des agglomérations centrales de microlithes, de cavités à gaz et de productions vitreuses, identiques aux inclusions de la leucite, et comme d'ailleurs ce minéral en petits cristaux est

isotrope et généralement dépourvu de tout contour apparent qui lui soit propre, il s'ensuit que le microscope ne fournit aucun moyen sûr de diagnostic.

Il faut alors avoir recours aux réactions chimiques. La leucite est le seul minéral commun dans les roches à l'état de petits cristaux de seconde consolidation, qui puisse céder aux acides une quantité sensible de potasse. La constatation de cette base en proportions notables dans la liqueur, résultant du traitement d'un fragment de la roche par l'acide chlorhydrique, tranchera donc la question.

Cependant, la solution du problème devient plus malaisée, quand il s'agit de déterminer la présence de la leucite en petits cristaux de seconde consolidation, dans une roche qui contient déjà ce minéral en grands cristaux de première consolidation. Il faut alors soumettre à l'action des acides une préparation de la roche, examinée préalablement au microscope, et dans laquelle on se sera assuré de l'absence de leucite à l'état de grands cristaux.

Reproduction artificielle.

La leucite obtenue artificiellement, par fusion et recuit prolongé à haute température, s'est présentée à nous, comme la leucite naturelle, sous forme de polyèdres à angles arrondis, voisins de la forme sphérique; quelques-

P. XLIV, fig. 1 et 2.

uns nous ont présenté des formes géométriques nettes se rapportant à un trapézoèdre et donnant en plaque mince des sections souvent octogonales.

On peut parfois détacher du fond des culots ces petits sphéroïdes et les isoler sous forme d'une poussière cristalline; lorsqu'on en examine une préparation entre les nicols croisés, on constate qu'ils ont une action sensible sur la lumière polarisée; tantôt on aperçoit des bandes parallèles disposées en séries rectangulaires, comme on les observe dans les plaques épaisses d'amphigène naturel; tantôt on n'y découvre que la croix noire commune aux perles de verre comprimé. Tous les phénomènes disparaissent, comme d'ailleurs pour la leucite naturelle, dans les plaques très-minces, et ne se montrent pas non plus dans les cristaux de très petite taille.

Les cristaux d'amphigène artificiel contiennent des inclusions vitreuses avec bulles de gaz, plus fréquentes au centre qu'à la périphérie.

Nous avons tenté de reproduire simultanément la leucite et le pyroxène, et nous y sommes arrivés avec la plus grande facilité. Dans ce cas, les petits cristaux de pyroxène produits sont identiques à ceux des leucitophyres; ils forment couronne autour des cristaux de leucite dont ils définissent nettement les contours; parfois même, ils s'y implantent radialement. Les inclusions vitreuses de la leucite sont alors composées d'un verre brun clair.

Dans certaines plages où les cristaux de leucite se fondent les uns avec les autres, le pyroxène s'oriente en arborisations rectangulaires, rappelant la disposition analogue des inclusions d'autre nature que contient l'haüyne ou la noséane. Les leucites naturelles présentent aussi exceptionnellement de pareilles arborisations.

La production du pyroxène est accompagnée de celle du fer oxydulé, et du fer oligiste en lamelles transparentes d'un rouge vif.

RENVOI AUX PLANCHES.

XLIV, 1 et 2. — XLVIII, 1. — XLIX, 1 et 2. — L, 1 et 2. — LI, 1 et 2.

TOPAZE

Bibliographie.

BREWSTER. *Ueber eine merkwürdige, mit Flüssigkeit gefüllte Hohlung in Topaz.* Pogg. Ann. 1864, 607.
— *On crystals in the cavities of Topaz which are dissolved by heat and recrystallize on cooling.* Edinb. New. Phil. Journ. by Jameson. 1845, 386.
VOGELSANG. *Ueber die Natur der Flüssigkeitseinschlüsse in gewissen Mineralien.* Pogg. Ann. 1869, 66.

Propriétés chimiques.

La topaze est un silicate d'alumine, $\dddot{A}\dot{I}\,\dot{S}i$, dans lequel une proportion variable d'oxygène de la silice est remplacée par du fluor. C'est le silicate le plus fluoré qui existe : il contient jusqu'à 17 pour 100 de fluor.

Densité : 3,52 à 3,56. Inattaquable aux acides, infusible au chalumeau.

Propriétés cristallographiques et optiques.

La topaze est réputée orthorhombique ; M. Mallard l'a classée dans les minéraux monocliniques voisins du système orthorhombique. Bissectrice positive (γ), parallèle à l'arête *mm*. L'angle 2V est variable et oscille entre 60° et 72°. Les axes optiques sont contenus dans le plan g^1.

Double réfraction énergique ; pléochroïsme peu marqué dans les teintes jaunes.

Au microscope, la topaze se distingue du quartz, avec lequel sa limpidité peut la faire confondre, par ses formes rectangulaires, par son clivage facile *p*, par ses couleurs de polarisation plus intenses que celles du quartz.

On la trouve en roche, faisant partie intégrante des minéraux de seconde consolidation d'une pegmatite, au Schneckenstein, près d'Auerbach, en Saxe. Elle y contient de l'hématite rouge et des inclusions aqueuses à bulle mobile, chargées de petits cristaux, les uns cubiques, les autres rhombiques. Ces cristaux se dissolvent dans le liquide, lorsqu'on élève la tempé- Pl. IV, fig. 4.

rature, et se régénèrent par refroidissement. Il est peu probable que l'on doive en rapporter une partie au chlorure de sodium, qui présente à peu près la même solubilité à chaud qu'à froid. La topaze du Brésil contient des inclusions doubles à eau et acide carbonique.

La topaze est un minéral abondamment réparti dans les filons d'étain (greisen) et dans de nombreuses pegmatites stannifères; les plus belles topazes se trouvent isolées dans des sables gemmifères.

ÉMERAUDE

L'émeraude est un bisilicate d'alumine et de glucine : $\dddot{Al}\,Si^3 + \dot{Be}^3\,Si^3$. Elle contient parfois des traces de carbures d'hydrogène auxquelles on a rapporté sa belle couleur verte. Densité : 2,67 à 2,75. Elle fond en une scorie bulleuse et est inattaquable aux acides. Propriétés chimiques.

L'émeraude est hexagonale; sa double réfraction est très peu énergique, à un axe négatif; ses couleurs de polarisation sont faibles, analogues à celles des feldspaths; elle est dénuée de relief. M. Mallard la considère comme orthorhombique, à un angle voisin de 120°. Propriétés cristallographiques et optiques.

L'*émeraude noble* est verte, le *béryl* vert-pomme jaunâtre, l'*algue marine* vert bleuâtre. En plaques minces, ces diverses variétés se montrent incolores.

On trouve ce minéral en prismes hexagonaux de première consolidation (granulites, pegmatites et filons stannifères), ou de développement métamorphique (calcaires et schistes néocomiens de Muso, Nouvelle-Grenade). Les clivages *p* et *m* se montrent au microscope sous la forme de cassures très irrégulières et servent de canaux aux actions secondaires qui altèrent facilement l'émeraude et la kaolinisent.

Les inclusions de l'émeraude sont abondantes et assez caractéristiques : dans le béryl de Montjeu, près Autun, on aperçoit, déjà à un grossissement de 80 diamètres, de grosses inclusions aqueuses, souvent hexagonales, à

côté d'autres inclusions de très petite taille et de même nature. Ces diverses inclusions ne sont pas rangées en files comme dans le quartz, mais régulièrement semées dans certaines plages du minéral.

M. Sorby a constaté dans certaines émeraudes des inclusions doubles à eau et acide carbonique, et d'autres contenant un minéral cubique.

APATITE

Bibliographie.

ZIRKEL. *Untersuchungen über die mikrosk. Zusammensetzung u. Structur der Basaltgesteine.* Bonn, 1870.

Propriétés chimiques.

L'apatite est un minéral à base de chaux, dans la constitution duquel il entre de l'acide phosphorique, du fluor et du chlore. Sa composition peut être représentée par l'union d'un équivalent de phosphate de chaux ($Ca^3 \dddot{P}h$) avec un équivalent d'un composé binaire Ca (Cl, Fl).

Son poids spécifique est compris entre 3,16 et 3,22.

Propriétés cristallographiques et optiques.

L'apatite appartient au système hexagonal. Sa forme habituelle dans les roches est une combinaison de la base et des faces latérales du prisme; rarement les arêtes de la base sont modifiées par d'étroites troncatures.

Quand l'apatite est sectionnée parallèlement à la base du prisme, elle se présente sous forme d'hexagone régulier. Parallèlement à l'axe principal, elle fournit des sections rectangulaires simples ou symétriquement tronquées sur les angles. Les sections obliques sont assez fréquentes et ordinairement dissymétriques. Quand elles se produisent sous formes d'hexagones, on aperçoit, en même temps qu'elles, les faces latérales du prisme; celles-ci sont de forme parallélogrammique, et, comme elles sont comprises dans l'épaisseur de la préparation, il faut faire varier la mise au point du microscope pour en bien voir toutes les parties. Pl. XLV, fig. 1.

Clivages.

L'apatite en gros cristaux possède des clivages parallèlement et perpendiculairement à l'axe principal. Dans les sections minces des roches, l'apatite en petits échantillons n'offre aucune indication de clivages longi-

tudinaux ; en revanche, le clivage parallèle à la base est presque toujours très visible, bien que souvent il présente quelques irrégularités dans sa direction. Il suit de là qu'un prisme d'apatite, couché parallèlement à l'axe, se montre formé par un assemblage de tronçons accolés bout à bout.

Dans les lamelles minces de roches, l'apatite est ordinairement en cristaux simples et isolés. Exceptionnellement, on a signalé des assemblages réguliers, formés de petits cristaux réunis autour d'un cristal de plus grandes dimensions et accolés, le long des arêtes du cristal central, de sorte que leurs axes principaux soient parallèles.

Axes d'élasticité.

Les sections d'apatite perpendiculaires à l'axe optique, lequel est en même temps, comme nous l'avons vu, l'axe principal cristallographique, demeurent éteintes entre les nicols croisés, quelle que soit l'orientation de la préparation. Toutes les autres sections s'éteignent seulement en quatre positions à angle droit parallèlement à la projection de l'axe optique unique, c'est-à-dire généralement suivant leur longueur.

Couleurs de polarisation.

L'apatite en lames minces ne prend entre les nicols croisés que des colorations médiocrement vives, qui varient du blanc pur au blanc bleuâtre, lorsqu'elles possèdent leur maximum d'éclat. Ce phénomène tient, comme pour la néphéline, au faible écart qui existe entre l'indice ordinaire et le minimum de l'indice extraordinaire. Ces deux indices ont une faible valeur et ne diffèrent l'un de l'autre qu'à la troisième décimale. La valeur moyenne des indices est égale à 1,657.

L'apatite est un minéral négatif.

Coloration et dichroïsme.

Dans les lames minces, l'apatite est ordinairement incolore; cependant elle présente quelquefois une très légère teinte bleuâtre ou jaune clair.

Les gros cristaux de ce minéral sont passablement dichroïques, mais les sections minces ne le sont pas sensiblement.

Structure.

La surface des faces naturelles est fréquemment criblée de fines vacuoles qui lui donnent une apparence rugueuse, rappelant un peu l'aspect chagriné des sections d'olivine; mais les sections sont nettes et limpides.

Quelquefois les prismes d'apatite sont creusés intérieurement d'une cavité allongée dans le sens de l'axe principal, cavité qui débouche au

dehors, au travers de l'une des bases et que remplit le magma fondamental de la roche (andésite à pyroxène de Santorin, andésite à hornblende du Cantal).

Associations.

L'apatite est essentiellement un minéral du premier stade de consolidation. On la trouve dans les roches les plus diverses, anciennes ou récentes, enveloppée et moulée par tous les autres cristaux, à quelqu'espèce qu'ils appartiennent. Presque tous les minéraux des roches la renferment à l'état d'inclusion ; on la trouve même incluse dans le fer oxydulé, l'un des minéraux les premiers cristallisés. Ces faits concordent bien avec ce que l'on sait des propriétés de l'acide phosphorique. En effet, cet acide n'est pas déplacé à haute température de ses combinaisons chimiques par l'acide silicique.

Lors même qu'une roche, contenant de l'apatite, a subi des mouvements violents avant ou pendant le second stade de consolidation, il est très curieux de voir que ce minéral est presque toujours en cristaux intacts, qu'il a conservé le tranchant de ses angles et de ses arêtes. Malgré la netteté de ses clivages transversaux, il a tout au moins échappé à une dislocation totale qui semblait facile.

Bien que fréquente dans les roches éruptives, l'apatite est rarement très abondante; en général, elle n'est pas en échantillons assez nombreux dans une roche pour qu'on puisse l'y compter au nombre des éléments essentiels.

Les roches les plus riches en apatite sont presque toujours aussi très riches en mica noir ou en amphibole. Parmi les premières, nous citerons les kersantites (kersantons de Bretagne), les porphyrites micacées (minettes du Morvan), les andésites micacées (Cantal). Parmi les secondes, nous signalerons les syénites, les andésites à amphibole (Cantal).

Pl. IX, fig. 1 et 2.

Pl. XXVII, fig. 1 et 2.

Inclusions.

L'apatite est souvent dépourvue d'inclusions. Quand elle en possède, celles-ci se présentent sous forme de granules sphériques ou de corpuscules cylindriques allongés, opaques, d'un noir violacé, semblables à ceux qui s'observent dans la néphéline et dans l'haüyne. Ces inclusions sont distribuées suivant des plans parallèles aux surfaces du cristal qui les renferme, de telle sorte que, dans les sections parallèles à la base, elles forment

Pl. XXVI, fig. 1 et 2.

Pl. XXVII, fig. 1 et 2.

des figures hexagonales régulières, concentriques, tandis que dans les sections longitudinales elles dessinent des rectangles à bords parallèles. Parfois elles s'accumulent en telle quantité au centre du cristal qu'elles le rendent opaque et ne laissent entre elles et les bords qu'une mince zone transparente.

Pl. IV, fig. 4. Dans les gros cristaux généralement verdâtres d'apatite (Canada, Schlaggenwald et Pfitsch en Bavière), on trouve de grosses inclusions à deux liquides. Le liquide le plus excentrique est de l'eau; la bulle centrale est de l'acide carbonique liquide à l'état sphéroïdal et l'intervalle entre les deux liquides est rempli par de l'acide carbonique gazeux (?).

Actions secondaires. L'apatite est remarquable par la résistance qu'elle oppose aux causes d'altération. Dans les roches basiques les plus profondément modifiées, où l'on trouve la néphéline, la leucite, l'olivine fortement attaquées, elle est intacte. D'autre part, on l'observe également bien conservée dans des roches acides, telles que les porphyres quartzifères, les rhyolithes, dans lesquelles les phénomènes d'altération ne sont pas moins manifestés, quoique d'un autre ordre.

Réactions qualitatives. Il est rare que l'apatite puisse être détachée en esquilles des roches qui la contiennent; car elle est presque toujours en cristaux très petits et fortement adhérents. Si cette opération est possible, alors il convient d'essayer les réactions qui décèlent au chalumeau la présence du fluor, du chlore et du phosphore.

On peut encore constater la solubilité du minéral dans l'acide nitrique, la présence de la chaux dans la solution à l'aide de l'oxalate d'ammoniaque. La chaux peut être aussi décelée en employant comme réactif l'acide sulfurique dilué. Par évaporation complète ou même simple concentration à la température ordinaire du liquide obtenu, il se forme des cristaux de gypse.

Dans la solution que fournit l'acide nitrique, le molybdate d'ammoniaque donne un précipité de phospho-molybdate qui décèle l'acide phosphorique du composé.

Ces réactions, et particulièrement celle du molybdate d'ammoniaque,

sont les plus sensibles et en même temps les plus importantes. Elles ont en outre l'avantage de pouvoir être appliquées, lorsque l'apatite est engagée dans une préparation microscopique. Quelques renseignements additionnels seront utiles pour indiquer les précautions à prendre dans un tel cas. Supposons qu'il s'agisse de constater, par les réactions chimiques, l'existence de l'apatite dans une préparation faite suivant la méthode ordinaire, c'est-à-dire collée au baume de Canada solide et recouverte d'un petit verre. Les opérations à effectuer sont les suivantes :

1° On enlève le petit verre avec le tranchant d'une lame de couteau.

2° On nettoie la surface de la préparation avec un pinceau imbibé de benzine, et on achève ce nettoyage avec un autre pinceau imbibé d'alcool ; la préparation reste adhérente au verre qui lui sert de support.

3° Sur la préparation ainsi disposée, on verse quatre ou cinq gouttes d'acide nitrique, étendu de la moitié de son volume d'eau, et on laisse la réaction s'opérer lentement à douce température. Au bout d'un quart d'heure environ, l'apatite est attaquée et dissoute.

4° On décante le liquide provenant de l'attaque et on le divise en deux parties. La première partie est traitée par l'ammoniaque, de manière à neutraliser la majeure partie de l'acide, puis par l'oxalate d'ammoniaque, qui détermine un précipité d'oxalate de chaux.

La seconde partie est versée sur une soucoupe de porcelaine et additionnée de quelques cristaux de molybdate d'ammoniaque. Le précipité de phospho-molybdate se produit immédiatement. Les granules cristallins qui le composent se reconnaissent de suite quand on les observe au microscope. Ils ont la forme d'octaèdres réguliers et de dodécaèdres rhomboïdaux (Streng).

Si la liqueur acide contient de la silice en dissolution, sans qu'il y ait de phosphate dissous simultanément, il peut se produire aussi un précipité ; mais ce dépôt est d'un jaune bien moins vif et ne présente pas au microscope les caractères de cristallinité du phospho-molybdate.

5° Enfin, la préparation est lavée doucement à l'eau distillée et il reste des trous partout où il existait des cristaux d'apatite.

Le précipité de phospho-molybdate ne se produit que quand la dissolution nitrique du molybdate est en très grand excès par rapport à l'apatite. Aussi, quand on verse une goutte d'une telle dissolution sur une préparation contenant des cristaux d'apatite, le précipité jaune de phospho-molybdate ne se forme pas sur les sections d'apatite elles-mêmes, mais seulement aux alentours.

Diagnostic.

Deux minéraux incolores et appartenant, comme l'apatite, au système hexagonal se présentent fréquemment dans les roches : ce sont le quartz et la néphéline. Les minéraux appartenant aux autres systèmes cristallins sont tellement différents de l'apatite, par leurs formes et leurs propriétés optiques, qu'il est inutile de les comparer à ce minéral. Nous chercherons donc seulement à établir les caractères spécifiques qui distinguent l'apatite de la néphéline et du quartz.

Quartz et tridymite.

Considérons d'abord ces minéraux quand ils se présentent en lamelles hexagonales régulières. L'apatite diffère du quartz proprement dit par la netteté de ses angles et de ses arêtes, par la fréquence, la nature et la disposition de ses inclusions.

Elle diffère de la tridymite (minéral sinon hexagonal, au moins à formes hexagonales sensiblement régulières) par l'isolement habituel de ses cristaux et par ses inclusions. La tridymite forme presque toujours de petits amas de cristaux imbriqués ; elle est associée à l'opale et dépourvue d'inclusions. De plus, la tridymite est toujours en lamelles d'une extrême minceur ; les cristaux d'apatite sont au contraire allongés dans le sens de l'axe principal, de telle sorte que, dans les lamelles minces, leur section comprend toute l'épaisseur de la préparation ; leurs bords, bien que nettement tranchés, sont par suite fortement accusés, ce qui n'a pas lieu dans la tridymite.

Enfin, si la section hexagonale observée n'est pas rigoureusement perpendiculaire à l'axe principal, elle demeure absolument obscure dans toutes les orientations, si elle appartient à la tridymite ; elle se colore plus ou moins, sauf dans quatre orientations à angle droit, si c'est de l'apatite.

Dans ce cas encore, l'apatite présente une particularité qui la distingue,

non seulement de la tridymite, mais encore du quartz proprement dit et de la néphéline. Sur l'un des côtés de la section basique observée, les faces latérales du prisme hexagonal apparaissent avec des traits parallèles et très serrés, dus à la trace des clivages (fig. 72). Notons en outre ce fait que la tridymite fait défaut dans les roches anté-tertiaires, ainsi que dans presque toutes les roches tertiaires à structure granitoïde.

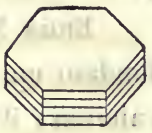


Fig. 72.

Néphéline.

La néphéline diffère de l'apatite par la multiplicité de ses cristaux dans une même préparation, par la manière dont ils s'agencent et se serrent les uns à côté des autres; les cristaux d'apatite sont toujours peu nombreux et clair-semés. En outre, les prismes de néphéline sont courts, les sections hexagonales presque toujours aplaties, d'où résulte pour les bords une apparence de minceur qui contraste avec les contours accentués de l'autre minéral.

Si la section est légèrement oblique, l'apatite se distingue encore, comme il a été dit ci-dessus, par les traits parallèles qui sillonnent les faces latérales du prisme.

Lorsque les sections sont opérées parallèlement à l'axe principal, l'allongement considérable de l'apatite, ses clivages transversaux la distinguent de tous les minéraux précités. Elle diffère en outre du quartz par la rectilignité de ses arêtes, par les couleurs relativement pâles qu'elle prend entre les nicols croisés, par la nature et la distribution de ses inclusions.

En somme, l'apatite est généralement facile à distinguer au microscope; tout au plus pourrait-on la confondre avec la néphéline dans le cas exceptionnel où elle serait en cristaux raccourcis et dépourvus de clivages. Alors l'emploi des réactions chimiques qualitatives devient nécessaire. Effectué comme il a été dit plus haut, il résout sûrement la question.

L'apatite a été reproduite artificiellement par divers procédés.

Reproduction artificielle.

M. Daubrée l'a préparée en faisant passer du chlorure de phosphore sur de la chaux.

M. Manross a réalisé la synthèse de l'apatite par fusion du phosphate de soude avec du chlorure de calcium mélangé de fluorine.

M. Forchhammer a, depuis, modifié cette expérience, en remplaçant le phosphate de soude par le phosphate de chaux, et le chlorure de calcium par celui de sodium.

Enfin MM. H. Sainte-Claire Deville et Caron ont obtenu l'apatite en fondant un mélange de phosphate de chaux, de chlorure et de fluorure de calcium ; ils ont en outre démontré qu'elle était volatile dans la vapeur de chlorure de calcium.

RENVOI AUX PLANCHES.

I, 1. — IX, 1 et 2. — XVI, 1 et 2. — XVII, 1 et 2. — XVIII, 1 et 2. — XIX, 1 et 2. — XXII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2. — XXXI, 1. — XXXVIII, 1 et 2. — XLV, 1. — XLVII, 2. — XLVIII, 1.

SPHÈNE (TITANITE)

Propriétés chimiques.

Le sphène est un silico-titanate de chaux, $\breve{C}a\ \breve{S}i + \breve{C}a\ \breve{T}i$. Sa densité oscille entre 3,30 et 3,70. Il est incomplètement attaqué par l'acide chlorhydrique, complètement par l'acide sulfurique, assez lentement par l'acide fluorhydrique.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Le sphène appartient au système monoclinique.

Les faces les plus habituelles, dans le sphène des roches éruptives, sont p, h^1 $e^{\frac{1}{2}}$, $d^{\frac{1}{2}}$, o^2 et enfin une face $(b^1\ d^{\frac{1}{2}}\ g^1)$. La face o^2, appartenant à la zone ph^1, a souvent un développement prédominant et donne des sections en losanges ou en hexagones, très allongées perpendiculairement à l'arête ph^1, limitées par les faces $e^{\frac{1}{2}}$ p, h^1 (fig. 73).

Fig. 73.

Pl. I, fig. 1.
Pl. XXXVII, fig. 1.

Il y a deux clivages faciles m, m, souvent aussi marqués au microscope que les clivages similaires du pyroxène.

Le sphène présente quelquefois une macle suivant la face h^1 avec axe de rotation perpendiculaire; parallèlement à cette face, on peut alors avoir des sections triangulaires limitées par les faces $d^{\frac{1}{2}}$ et p (fig. 74).

Fig. 74.

Axes d'élasticité et optiques.

Le sphène est un minéral positif, dans lequel le plus petit axe d'élasticité sert toujours de bissectrice à l'angle aigu des axes optiques. Ces derniers sont dans le plan de symétrie g^1 et subissent une forte dispersion que nous ne pouvons pas négliger même dans la lumière parallèle.

M. Des Cloizeaux a trouvé dans des cristaux du Tyrol, pour l'écartement apparent des axes optiques :

	1er exemple.	2e exemple.
Rayons rouges.	2E = 53° à 53° 30′	55° à 56°
— verts.	46° à 47°	49° à 50°
— bleus.	52° 27′	34° environ.

L'indice de réfraction moyen $\beta = 1{,}905$, pour les rayons rouges, permet de calculer l'écartement réel 2V par la formule $\sin E = \beta \sin V$, d'où $2V_\rho = 27° 49' 14''$, en moyenne.

Quant aux autres rayons, on peut seulement induire que l'écartement réel des axes optiques, qui leur correspondent, est sensiblement plus petit.

Les axes d'élasticité ne subissent pas de dispersion appréciable; leur position a été approximativement déterminée par M. Des Cloizeaux : la bissectrice est perpendiculaire à la face o^2 qui, appartenant à la zone ph^1, fait un angle de 140° 43′ avec h^1. Il en résulte que l'arête $h^1 g^1$ fait un angle de 39° 17′ avec la normale optique, et l'arête pg^1 un angle de 21° avec le même axe (fig. 75).

Extinctions dans les zones principales.

Section g^1.

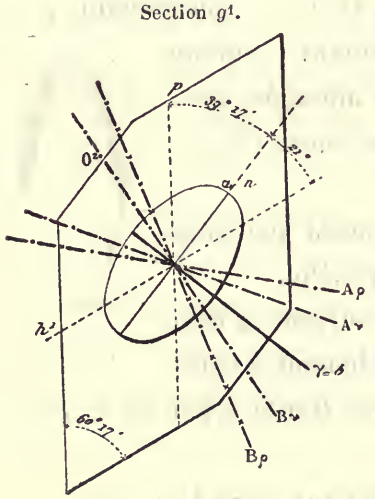


Fig. 75.

Conformément aux données précédemment exposées (page 62) et à celles du croquis (fig. 76), aucune des zones pg^1, $h^1 g^1$ n'est susceptible d'un maximum en dehors de celui

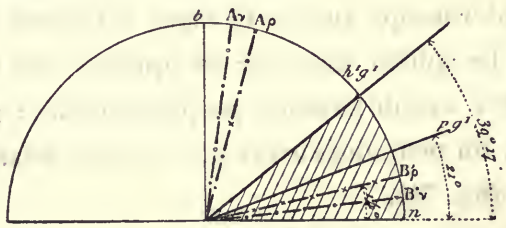


Fig. 76.

du plan g^1. Pour suivre les différentes valeurs des angles d'extinction, nous prendrons pour abscisse l'angle du plan de zone avec le plan originaire g^1; pour ordonnée l'angle d'extinction rapporté à l'arête de zone.

Zones pg^1 et h^1g^1. — Ces zones (fig. 77) présentent toutes deux des exemples du passage des angles d'extinction par toutes les valeurs possibles ; elles conservent pendant une assez longue période leur valeur initiale minimum d'extinction au voisinage de g^1, valeur respectivement égale à 21° pour pg^1 et 39° 17′ pour h^1g^1; puis elles remontent vers 90° pour les plans voisins de p et de h^1. Dans la zone h^1g^1, les clivages m, m, relativement faciles pour le sphène, sont parallèles à l'arête de zone, et l'extinction se fait de 0° à 45° à partir de leurs traces.

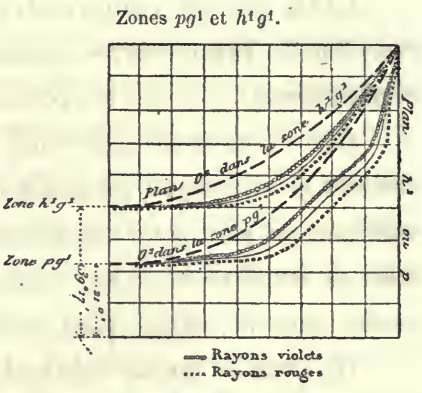


Fig. 77.

Ici la dispersion des axes n'est plus négligeable, et les angles d'extinction sont plus petits pour les rayons rouges que pour les violets. Il y a même une série de sections éloignées de g^1 et voisines de p dans la zone pg^1, où il ne doit plus y avoir, à proprement parler, extinction dans la lumière blanche, mais succession de couleurs différentes.

Plan o^2. — La face o^2 étant souvent très développée, les sections du sphène pourront être allongées suivant sa trace. Ses caractéristiques (page 81) dans la zone pg^1 sont :

$$\varepsilon = 0, \quad \delta = \pi - 21° = 159°,$$

et dans la zone h^1g^1

$$\varepsilon = 0, \quad \delta = \pi - 39° 17' = 140° 43'.$$

Résumé. — A) *zone ph^1.* — Le sphène présente des formes allongées suivant la perpendiculaire à l'arête ph^1 située dans la face o^2, perpendiculaire qui se confond avec l'arête g^1o^2; cet allongement ôte une importance prédominante à la *zone ph^1*; l'extinction se fera suivant la bissectrice des arêtes $e^{\frac{1}{2}}$, dans les losanges souvent allongés que comporte cette zone (fig. 73).

B) La *zone g^1o^2* présentera des propriétés optiques et des sections ana-

logues. L'extinction s'y fera constamment suivant l'arête $g^1\ o^2$, parallèle à la normale optique.

C) La *zone* pg^1 comprendra les faces $e^{\frac{1}{2}}$ fréquentes dans le sphène; il convient de rapporter les extinctions de cette zone aux traces du plan o^2 qui constitueront souvent les côtés allongés des sections.

Ces extinctions partiront de 0° dans le plan g^1, pour passer par des valeurs relativement minimes et retourner à 0° dans le plan p. Les sections voisines du plan p ne donneront pas, à proprement parler, une extinction dans la lumière blanche, mais bien une série de couleurs, le violet s'éteignant sous des angles plus petits que le rouge.

D) Dans la macle habituelle du sphène, suivant la face h^1 avec axe de rotation perpendiculaire, la zone ph^1 du premier cristal se confond avec celle du second; il en résulte pour cette zone une extinction simultanée des deux cristaux maclés, suivant la longueur et la ligne de macle.

Couleurs de polarisation.

Le sphène en plaques minces se colore, entre les nicols croisés, de couleurs foncées d'un jaune brunâtre, rappelant la couleur propre de ce minéral; il semble rugueux et comme légèrement chagriné, lorsqu'il est coloré par les teintes de polarisation; l'éclat de ses couleurs est de beaucoup inférieur à celui du pyroxène et de l'amphibole.

Coloration et polychroïsme.

La coloration propre au sphène varie d'un jaune pâle à un brun foncé, cependant moins accentué et plus rougeâtre que celui du mica noir; son polychroïsme est sensible, plus marqué dans les variétés foncées que dans les claires; il est souvent supérieur à celui du pyroxène, toujours inférieur à celui de l'amphibole. Plusieurs variétés nous ont présenté l'échelle d'absorption suivante; $\gamma > \beta > \alpha$. Suivant α la teinte est plus rougeâtre, suivant γ plus verdâtre.

Les bords des cristaux et des plages de sphènes sont fortement cerclés de noir au microscope, et présentent un relief accentué dû aux réflexions totales qui s'opèrent dans l'intérieur du minéral.

Structure.

Le sphène se présente dans les roches éruptives le plus souvent en *grands cristaux de première consolidation*. Cependant on le connaît certainement à l'état *secondaire*, soit dans les druses, soit en enduits autour des grains

de fer titané, soit développé métamorphiquement dans certains calcaires, soit enfin en cristaux formés par voie de sublimation de leurs éléments dans les fumerolles des volcans (Santorin).

Il n'est pas impossible qu'il constitue des *plages de seconde consolidation* dans les roches de la série granitoïde ; du moins on en trouve parfois plusieurs lambeaux entièrement isolés les uns des autres, dans les plaques minces, et cependant cristallographiquement orientés dans le même sens. Le sphène est alors très déchiqueté, et en tout analogue aux plages d'amphibole auxquelles il est intimement associé ; le plus souvent les clivages *m*, *m* sont alors très apparents et oblitérés par des oxydes de fer opaques.

En grands cristaux ou à l'état secondaire, le sphène présente les sections à angles aigus dont nous avons rendu compte plus haut. Sa teinte brune, son relief, ses couleurs de polarisation en font un minéral caractéristique et difficile à méconnaître. Il se montre rarement maclé sous le microscope, si ce n'est peut-être dans quelques phonolithes.

Associations.

Le sphène ne constitue pas un des éléments dominants des roches éruptives ; il est cependant très répandu et l'on peut dire qu'il ne fait jamais défaut dans certaines classes de roches. Les deux minéraux auxquels il est le plus fréquemment associé, sont le fer titané et l'amphibole.

Il est abondant et essentiel dans les syénites, les amphibolites et les diorites, où il se montre en plages déchiquetées, généralement sans contours polyédriques. Il se fait rare dans les diabases.

I. Série granitoïde.

Dans le granite, il affecte souvent une forme à sections allongées ; MM. Manès et Drouot l'ont trouvé assez abondant dans le granite porphyroïde de Saône-et-Loire pour lui donner la dénomination de granite à sphène ; mais il est aussi abondant dans les gneiss et surtout dans les leptynites.

Pl. I, fig. 1.

Nous le connaissons dans les ophites des Pyrénées au voisinage du fer titané que ces roches renferment en abondance.

II. Série trachytoïde.

On a signalé le sphène en grands cristaux de première consolidation dans les trachytes, les phonolithes et les andésites, et plus rarement dans les labradorites et les basaltes. Ainsi les andésites du Var, les andésites à

mica noir du Cantal, la lave basaltique de Volvic sont riches en sphène.

Ce minéral se présente le plus souvent dans la série trachytoïde en débris irréguliers à clivages peu apparents ; dans les phonolithes, il a quelques caractères spéciaux : il est de couleur assez pâle, et la macle suivant la face h^1 s'y montre assez fréquente.

Inclusions.

Le sphène est un minéral pauvre en inclusions ; cependant nous avons découvert dans le sphène du granite à amphibole de Sand-Creek (Colorado) quelques inclusions liquides à bulle mobile, difficiles à apercevoir, à cause de la couleur foncée et de la forte réfringence du minéral.

On y a encore signalé en inclusions des particules vitreuses, du mica noir, de l'augite, de l'apatite, du fer titané et oxydulé.

Reproduction artificielle.

Le sphène a été artificiellement formé par fusion d'un mélange de silice, de titane et de chlorure de calcium en proportions atomiques. C'est à M. Hautefeuille que l'on doit cette reproduction.

RENVOI AUX PLANCHES.

I, 1. — XXII, 1 et 2. — XXIV, 1. — XXXVII, 1. — XLV, 1. — XLVII, 1 et 2. — XLVIII, 1.

CORDIÉRITE (PINITE)

La cordiérite est un silicate ferro-alumineux et magnésien, dans lequel le rapport de l'oxygène du protoxyde, des sesquioxydes et de la silice est le suivant : Propriétés chimiques.

$$\dot{Mg} : \tfrac{1}{3}\,(\ddot{Al}, \ddot{Fe}) : \tfrac{1}{2}\,S\ddot{i} = 1 : 3 : 5.$$

La densité oscille entre 2,59 et 2,66. Elle fond difficilement et est difficilement attaquable aux acides.

La cordiérite est orthorhombique; elle présente rarement des formes nettes au microscope; ses contours sont vaguement rectangulaires ou complètement irréguliers. Propriétés cristallographiques et optiques.

L'angle *mm* est égal à 119°10′; il existe un clivage assez net suivant g^1, imparfait suivant h^1, et des traces de séparation suivant *p*.

La bissectrice négative (α) est parallèle à l'arête *mm;* les axes optiques situés dans h^1 font entre eux des angles très variables (de 39° à 84°). La dispersion est négligeable. Axes d'élasticité et optiques.

Les couleurs de polarisation sont pâles, dans les tons gris bleuâtres, analogues à celles des feldspaths.

En plaques minces, les couleurs bleues ou jaunâtres de la cordiérite sont très atténuées, souvent insensibles. Il en est de même du polychroïsme; quand il existe, le maximum d'absorption a lieu suivant la normale optique γ, qui donne une couleur bleu violet. Suivant β, on a une teinte bleue plus pâle; enfin suivant α une teinte jaunâtre ou rougeâtre. Coloration et polychroïsme.

Dans les cordiérites de Bavière, autour des inclusions de pléonaste et

de mica, la substance a subi une transformation qui lui donne un polychroïsme intense dans les teintes jaunes; d'incolore, elle passe au jaune brun, lorsqu'on fait tourner la préparation après avoir enlevé un des nicols. Cette sorte d'auréole polychroïque se développe également, dans les mêmes conditions, au sein de la staurotide.

Les plages de cordiérite ne présentent aucun relief sur leurs bords.

Structure, associations et inclusions.

La cordiérite a existé à l'état de grands cristaux dans un grand nombre de granulites, de micro-granulites et de porphyres quartzifères; elle y est généralement transformée par actions secondaires en pinite; mais ce fait suffit pour démontrer que la cordiérite a pu se produire en cristaux de première consolidation dans un grand nombre de roches acides.

On la connaît en plages granitoïdes de seconde consolidation dans certains granites et quelques rares diorites; enfin les gneiss et les schistes talqueux la contiennent à l'état métamorphique. Sous cette dernière forme, elle enclave rarement des inclusions des minéraux voisins, et réciproquement elle s'y trouve rarement en inclusions.

On a constaté dans la cordiérite la présence du mica noir, de l'hématite, du pléonaste. On y rencontre très fréquemment, dans les parties les plus indemnes d'actions secondaires, d'innombrables microlithes prismatiques, très fins, très allongés, qui se parent de vives couleurs entre les nicols croisés et rappellent sous tous les rapports la sillimanite. Ces microlithes ont vraisemblablement cristallisé simultanément avec le ciment de cordiérite qui les englobe.

Pl. XIII, fig. 6.

Actions secondaires.

L'attaque de la cordiérite par les actions secondaires donne naissance à un grand nombre de substances dans lesquelles l'examen microscopique décèle, au milieu d'agrégats divers, des fragments encore intacts de cordiérite. Telles sont l'aspasiolite (gneiss de Krageroë, Norvège), la gigantolite (granulite à tourmaline de Tammela, Finlande), la fahlunite (schiste talqueux de Fahlun), la pyrargilite (granite d'Helsingfors, Finlande), l'esmarkite et la praséolite (minéraux de filons concrétionnés quartzifères), etc.

Pinite.

Nous insisterons ici sur la *pinite*, à cause de l'abondance relative de ce minéral à l'état accidentel dans les granulites, les micro-granulites et les

porphyres pétrosiliceux et particulièrement dans un grand nombre de roches françaises. La pinite s'y présente à l'état de prismes hexagonaux ou octogonaux, souvent bien formés, dans lesquels on a pu reconnaître plusieurs des faces de la cordiérite; la combinaison la plus habituelle est simple : $m\,h^1\,g^1\,p$; on y observe des macles suivant les faces m ou g^1.

Au microscope, la pinite se montre en général entièrement composée d'une substance jaunâtre colloïde, qui présente entre les nicols croisés les phénomènes habituels à l'opale ou à la serpentine; on y aperçoit des sphérolithes colloïdes à croix noire et des zones rubanées, dont les ombres moirées changent de place quand on tourne un des nicols. Cependant, lorsque la plaque est un peu épaisse, on distingue aussi de petites lamelles concrétionnées à polarisation chromatique, dont les couleurs sont plus vives que celles qui se rapportent d'ordinaire aux corps entièrement colloïdes (porphyre du Moulin-Cadoux, Yonne). Pl. XIII, fig. 5.

Dans certains cas assez rares (porphyre de Sincey, Côte-d'Or), les cristaux de pinite présentent une structure plus compliquée : une fine bordure concrétionnée, avec des fibres perpendiculaires aux bords des sections, dessine les contours du cristal; au centre, on aperçoit une mosaïque de granules limpides pressés les uns contre les autres, présentant à peu près les couleurs de polarisation habituelles au quartz. On pourrait songer à une épigénie de pinite en quartz granulitique, si l'examen à la loupe des cassures du minéral ne forçait à rejeter cette hypothèse : ces cassures sont cireuses et d'un vert foncé ou d'un brun noirâtre.

La pinite fond sur les bords en émail blanc; elle est très difficilement attaquable par l'acide chlorhydrique; sa densité oscille entre 2,70 et 2,90.

RENVOI AUX PLANCHES.

XIII, 5 et 6.

WERNÉRITES

Propriétés chimiques

Les wernérites constituent une famille de silicates alumineux de chaux et de soude, dans laquelle l'oxygène des protoxydes est à celui du sesquioxyde comme 1 est à 2 :

$$\dot{R} : \tfrac{1}{3}\ddot{R} : \tfrac{1}{2}S\ddot{i} = 1 : 2\,(3 \text{ à } 6).$$

Outre la chaux et la soude, les protoxydes comprennent un peu de magnésie et de potasse. Une pareille composition range le groupe des wernérites dans le voisinage immédiat des feldspaths :

WERNÉRITES.	DENSITÉS.	$\dot{R} : \frac{1}{3}\ddot{R} : \frac{1}{2}S\ddot{i}$	PROTOXYDES.
Meïonite.	2.73	1 : 2 : 3	Environ neuf fois plus de chaux que de soude.
Paranthine. . . . . (Ekebergite, Scapolite, Passauite).	2.63 à 2.79	1 : 2 : 4	Environ trois fois plus de chaux que de soude.
Couséranite.	2.68	1 : 2 : 5	Comme dans la paranthine.
Dipyre.	2.63	1 : 2 : 6	Quantités égales de chaux et de soude.

Ces diverses variétés semblent, au point de vue chimique, passer les unes aux autres par des types intermédiaires; la quantité de silice augmente en même temps que celle de soude.

On a signalé la présence du chlore dans la passauite, celle du fluor

dans certaines paranthines et dans un dipyre granulitique de Norvège. Le procédé Szabo distingue immédiatement les wernérites riches en éléments volatils des feldspaths correspondants; elles colorent la flamme en jaune avec une extrême intensité.

Le procédé Boricky est également applicable à l'étude de cette famille de minéraux.

Les wernérites sont fusibles en une scorie bulleuse blanchâtre; les acides attaquent facilement la meïonite, plus ou moins difficilement les paranthines et très difficilement le dipyre.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Toutes les wernérites sont quadratiques; elles sont douées de deux clivages relativement faciles suivant les faces *m*, *m*. Les traces de ces clivages se montrent au microscope assez irrégulières, sous forme de lignes peu marquées; les actions secondaires élargissent et empâtent leurs traces.

L'axe optique unique coïncide avec le plus grand axe d'élasticité (α): car toutes les wernérites sont négatives.

La double réfraction est assez énergique et, entre les nicols croisés en plaque mince, les couleurs de polarisation sont aussi intenses que celles du quartz. Le relief n'est pas sensible.

Structure, associations et inclusions.

I. La *meïonite* est principalement un minéral de druses, produit par volatilisation et par actions secondaires. On la trouve sous cette forme à la Somma, associée à la wollastonite, au grenat mélanite, à la biotite (méroxène) et à la hornblende.

Elle peut être confondue avec la mélilite; mais ce dernier minéral est souvent ferrugineux et primordial dans les roches volcaniques qui le contiennent.

II. La *paranthine* s'est généralement produite par métamorphisme au contact de roches granitoïdes avec des couches calcaires; on la trouve dans des druses associée à l'orthose (Arendal); elle se présente alors en cristaux bacillaires, allongés, à formes quadratiques.

M. Gümbel a signalé une roche du Tyrol contenant une variété de paranthine grenue (*passauïte*), associée à de l'orthose et à du sphène, et passant à une sorte de kaolin (porzellanerde).

III. La *couséranite* des Pyrénées est un minéral essentiellement formé par voie métamorphique, notamment dans des calcaires liasiques (port de Saleix, pont de la Taoulo); elle se présente en cristaux isolés prismatiques à huit pans, m, h^1, de couleur bleuâtre, contenant un pigment charbonneux d'origine organique.

On la trouve aussi, d'après M. Des Cloizeaux, engagée dans un schiste noir au contact d'un épanchement ophitique, près de Pouzac (Hautes-Pyrénées).

IV. Le *dipyre* se présente, comme la couséranite ou la chiastolite, dans des calcaires ou dans des schistes métamorphiques. Il y est parfois associé en minces baguettes parallèles les unes aux autres, jaunes, rougeâtres ou d'un blanc laiteux à la loupe, parfaitement incolores en plaques minces.

D'après M. Rosenbusch, le dipyre constitue souvent, dans les schistes maclifères, au voisinage des granites ou des granulites, le ciment des noyaux cristallins développés par voie métamorphique (zone de contact du Kirchberg, dans l'Erzgebirge). On peut le distinguer de la chiastolite par les caractères suivants : 1° il semble souvent que les noyaux sont constitués par deux individus maclés; du moins on aperçoit une fine ligne de séparation médiane; les deux cristaux composants possèdent le même ellipsoïde d'élasticité et s'éteignent simultanément; mais une macle suivant m ou h^1 rend compte de cette apparence; 2° les noyaux de dipyre sont entièrement dépourvus de dichroïsme; 3° enfin on peut recourir soit au procédé Szabo, soit au procédé Boricky pour constater la présence de la soude.

Certaines amphibolites de Norvège, se rattachant aux diorites, aux diabases et aux gabbros de cette région, contiennent le dipyre à l'état primordial; il y affecte alors une structure granulitique et ressemble beaucoup, en plaque mince, au quartz avec lequel il a dû être souvent confondu.

Wernérites primordiales granulitiques.

Nous insisterons sur cette forme granulitique primordiale de wernérite que la paranthine et le dipyre peuvent affecter. Ce sont alors des minéraux intégrants de la roche qui les contient, et ils s'y présentent en *plages granitoïdes de seconde consolidation*.

Nous avons déjà cité les roches à paranthine granulitique du Tyrol (passauïte). Les plus beaux exemples de dipyre granulitique sont fournis par les roches encaissant les filons d'apatite d'Odegaard, près de Bamle (Norvège); il y est associé à l'amphibole, au sphène et au fer oxydulé, et ces amphibolithes wernéritiques, souvent dénuées de feldspath, passent par gradations insensibles à des diorites de plus en plus chargées de labrador. Les mêmes associations se retrouvent à Rigordsheien, près Risor.

La wernérite y constitue un minéral grenu, blanc, bleuâtre ou verdâtre à la loupe, présentant un aspect saccharoïde caractéristique. Au microscope, en plaque mince, elle est entièrement incolore et composée de petits granules accolés très limpides; sa consolidation paraît postérieure
Pl. XXXVII, fig. 1. à celle de tous les autres éléments de la roche. Les clivages y sont plus réguliers que les traînées sinueuses d'inclusions habituelles au quartz; quand ces clivages présentent un réseau à angle droit, le granule reste constamment éteint entre les nicols croisés; on a donc bien affaire à une section *p* de la wernérite perpendiculaire à son axe optique unique. Les inclusions liquides paraissent faire défaut; tout au plus aperçoit-on quelques cavités à gaz.

Fondue à haute température et soumise à un recuit prolongé, la roche à wernérite d'Odegaard s'est transformée en un mélange presque entièrement cristallisé de labrador et de pyroxène microlithique. La présence de l'amphibole, d'une part, et, d'autre part, de quantités appréciables de fluor dans la wernérite de cette roche lui attribuent d'ailleurs une origine autre que celle des roches à fusion purement ignée.

Actions secondaires. Toutes les wernérites sont facilement attaquées par les actions secondaires et transformées en kaolin. Les clivages, peu marqués dans le minéral frais, sont alors fortement empâtés de matière opaque et servent visiblement de canaux aux actions transformatrices.

RENVOI AUX PLANCHES.

XXXVII, 1.

MÉLILITE

ZIRKEL. *Untersuchungen über die mikrosk. Zusammensetzung u. Structur der Basaltgesteine.* Bonn, 1870. Bibliographie.

Propriétés chimiques.

La mélilite est un silicate alumineux à bases monoxydes. Les rapports entre les quantités d'oxygène des bases monoxydes, de l'alumine et de la silice sont exprimés par les nombres :

$$\dot{R} : \tfrac{1}{3}\ddot{R} : \tfrac{1}{2}S\ddot{i} = 2 : 1 : 3.$$

Comme bases monoxydes figurent la chaux, la magnésie, la potasse et la soude, avec prédominance de la chaux. Comme bases sesquioxydes se montrent l'alumine et le sesquioxyde de fer, à peu près en égales proportions. Poids spécifique : 2,95.

La mélilite est facilement attaquable par l'acide chlorhydrique, avec dépôt de silice gélatineuse.

Propriétés cristallographiques et optiques.

La mélilite appartient au système quadratique. Ses formes habituelles sont simples. Les combinaisons de faces observées sont m, p et m, h^1, p.

Il existe dans les gros échantillons un clivage facile parallèlement à la base ; mais les cristaux engagés dans les roches n'en offrent aucune trace.

La mélilite est faiblement biréfringente. Elle est négative. Ses couleurs de polarisation sont pâles.

A la lumière naturelle, elle est d'un gris jaunâtre ou quelquefois d'un jaune de miel. En lames minces, elle possède ces mêmes teintes, mais très affaiblies. Elle n'est pas sensiblement polychroïque.

La mélilite, quand elle est nettement cristallisée, se présente fréquemment dans les sections sous forme de carrés ou de rectangles. Ses bords ont rarement une rectilignité parfaite. Plus souvent, elle se montre en agrégats cristallins moulés sur les minéraux qui font partie de la même roche.

Structure. Dans les coupes microscopiques, la surface de ses sections se montre toujours fortement striée. Les stries sont fines et parallèles à l'axe principal du cristal. Elles sont dues très probablement à ce que chaque échantillon de mélilite est une association de cristaux allongés et groupés de manière que leurs axes principaux soient parallèles.

Associations. La mélilite est toujours en cristaux de seconde consolidation. Elle se moule sur les grands cristaux de première consolidation, et souvent les englobe. Ainsi, par exemple, dans la néphélinite de Capo di Bove, elle est chargée de cristaux de leucite, autour desquels elle remplit l'office d'une sorte de ciment. Elle renferme dans cette même roche quelques cristaux d'augite et de néphéline appartenant au second stade ; cependant la plupart des cristaux microlithiques de ces deux espèces se sont produits après la cristallisation de la mélilite. Elle peut donc être considérée comme un minéral formé au commencement du second stade de consolidation.

Pl. L, fig. 1.

Elle s'observe à peu près exclusivement dans les néphélinites, les leucitites, les téphrites et les leuco-téphrites ; on l'a signalée exceptionnellement dans un leucitophyre ; mais elle ne se montre dans aucune autre famille de roches; ses gisements pétrologiques sont donc extrêmement bornés.

Actions secondaires. La mélilite se montre fréquemment altérée. Sa structure fibreuse s'efface, elle perd son action sur la lumière polarisée, devient même opaque, ou se transforme en productions zéolitiques.

Diagnostic. La mélilite ressemble à certaines variétés d'augite de couleur claire, et peut au premier abord, quand on se contente d'un examen à la lumière naturelle, être prise pour de l'augite en échantillons taillés suivant une des faces de la zone g^1h^1. Mais, si l'on emploie la lumière polarisée, on voit dans la mélilite les extinctions se faire parallèlement aux arêtes longitudi-

nales du cristal, tandis que dans l'augite l'angle d'extinction est ordinairement différent de 0°. Il ne devient nul que pour une section précisément parallèle à h^1. Dans ce cas, nous ferons remarquer que les faisceaux fibreux qui constituent la mélilite sont plus fins et plus serrés que les lamelles de clivage de l'augite ; la différence d'aspect des uns et des autres est assez nette pour servir de moyen de diagnostic. Enfin, l'attaque à l'acide chlorhydrique peut toujours trancher définitivement la question.

La structure fibreuse de la mélilite peut encore la faire confondre avec le mica noir vu suivant la tranche de ses feuillets ; mais le dichroïsme de ce dernier minéral fournit immédiatement un moyen de distinction.

Reproduction artificielle.

La mélilite est un des minéraux qui s'obtiennent le plus aisément par voie de reproduction artificielle. On l'a recueillie souvent en gros cristaux dans les laitiers des hauts fourneaux.

Nous l'avons obtenue avec tous ses caractères physiques ordinaires, en fondant ensemble ses éléments chimiques, et soumettant, pendant quelques heures, le produit obtenu à une température un peu inférieure à celle de la fusion.

RENVOI AUX PLANCHES.

L. 1.

HAÜYNE ET NOSÉANE

Bibliographie.

Vom Rath. *Skizzen aus dem vulkanischen Gebiet des Niederrheins.* Zeitsch. der Deutschen Geol. Gesell. 1862, 663.

Propriétés chimiques.

L'haüyne est un minéral de composition complexe. Les éléments chimiques qui le constituent essentiellement, sont la silice, l'alumine, la soude et l'acide sulfurique. La soude peut être partiellement remplacée par la potasse et la chaux. Enfin, l'analyse y décèle en outre, le plus ordinairement, de petites quantités de chlore et un peu de soufre à l'état de sulfure alcalin.

Si l'on défalque la quantité de base alcaline nécessaire pour saturer l'acide sulfurique, considéré comme étant à l'état de sulfate neutre, il reste les éléments d'un silicate alumineux sodique, ayant la même composition que la néphéline. Les proportions d'oxygène appartenant à la base monoxyde, à l'alumine et à la silice, y sont en effet représentées par les rapports suivants :

$$\dot{Na} : \tfrac{1}{3}\ddot{Al} : \tfrac{1}{2}\ddot{Si} = 1 : 3 : 4.$$

La variété d'haüyne qui a été distinguée sous le nom de noséane, à cause des inclusions remarquables qu'elle renferme, présente à peu près cette composition typique.

Les variétés du même minéral auxquelles on réserve plus spécialement le nom d'haüyne, tout en offrant la même formule chimique, se dis-

tinguent en ce que la soude y est partiellement remplacée par la potasse et la chaux.

Le poids spécifique de la noséane varie de 2,27 à 2,40; celui de l'haüyne proprement dite est compris entre 2,4 et 2,5.

La couleur de l'haüyne proprement dite varie du gris clair au bleu; elle devient rougeâtre dans les échantillons altérés. Les teintes de la noséane passent du gris verdâtre au brun. Dans les coupes microscopiques, ces deux minéraux présentent un fond incolore, parfois teinté de bleu dans l'haüyne, de brun violacé dans la noséane.

Propriétés cristallographiques et optiques.

L'haüyne appartient au système cubique. Ses formes les plus habituelles sont celles du dodécaèdre rhomboïdal et de l'octaèdre régulier, tantôt isolées, tantôt combinées. A l'état de noséane, elle est souvent allongée suivant une des arêtes du cube, et, par suite, affecte volontiers les allures d'un minéral prismatique. Elle n'exerce aucune action sur la lumière polarisée; cependant certains échantillons exceptionnels présentent, entre les nicols croisés, des phénomènes de coloration qu'on peut rapprocher de ceux que donne le verre comprimé. Ces échantillons possèdent des cavités à gaz relativement volumineuses, et chacune de ces cavités est le centre de la croix noire qui caractérise les phénomènes de polarisation des globules colloïdes.

Les échantillons d'haüyne, compris dans les roches, fournissent en général des sections rectangulaires ou octogonales, lorsque le minéral tranché par la coupe est bien cristallisé. Quand il est en grains cristallins irréguliers, les figures des sections obtenues sont naturellement de forme variée et affectent quelquefois des contours bizarres.

Dans les gros échantillons d'haüyne, on distingue nettement des clivages faciles, parallèlement aux faces du dodécaèdre rhomboïdal; mais dans les cristaux de petites dimensions, les traces de ces clivages sont peu visibles. Dans l'haüyne proprement dite, elles font en général complètement défaut, et dans la noséane, elles sont masquées par les rangées d'inclusions.

Structure.

L'haüyne est souvent en cristaux simples; cependant on la trouve

aussi en cristaux maclés. La macle se fait avec la face de l'octaèdre pour plan de jonction ; elle est ordinairement bornée à deux ou trois individus. Les cristaux, unis ainsi, se pénètrent profondément, de manière à former des groupes cristallins présentant plusieurs alternances de saillies et d'angles rentrants.

Les contours extérieurs de l'haüyne sont fréquemment déformés ; les angles s'arrondissent, les arêtes deviennent inégales et comme épaissies. La déformation va quelquefois plus loin ; la surface des cristaux présente des bosselures ou des cavités irrégulières, comme s'ils avaient subi une corrosion profonde.

La surface des sections d'haüyne est lisse ; elle ne possède pas l'apparence chagrinée que présente celle des minéraux durs. Les contours des sections sont fortement accentués, ce qui tient, non à des réflexions totales, mais à des accumulations d'inclusions opaques, le long des surfaces terminales des cristaux.

Associations.

L'haüyne semble avoir été formée exclusivement durant le premier stade de consolidation. On ne la rencontre à l'état d'inclusions que dans la leucite, tandis qu'elle enclave tous les minéraux de la roche dont elle fait partie, à l'exception toutefois des feldspaths. Elle a donc été produite au milieu du premier stade de consolidation, après la cristallisation de l'apatite, du fer oxydulé, de la néphéline, de la leucite et avant celle des feldspaths.

Pl. XLVI, fig. 1 et 2.
Pl. XLVII, fig. 1 et 2.
Pl. XLVIII, fig. 1.
Pl. XLIX, fig. 2.
Pl. LI, fig. 1.

On l'observe presque exclusivement dans les roches à néphéline et à leucite. Elle est commune dans les phonolithes, les leucitophyres, les téphrites, les leucotéphrites, les néphélinites et les leucitites. Quelquefois elle y devient tellement abondante (leucotéphrite de Capo di Bove, leucitite du mont Valtier), qu'elle y joue le rôle d'élément essentiel. Plus généralement elle est réduite au rôle de minéral accessoire. Dans les trachytes, les andésites, les labradorites et les basaltes, elle figure encore, mais comme minéral très rare et tout à fait exceptionnel. Elle fait entièrement défaut dans les roches ante-tertiaires. Elle manque également dans les roches tertiaires et post-tertiaires à structure pétrosiliceuse.

Inclusions.

Il est rare que l'haüyne soit entièrement dépourvue d'inclusions. Quand ce cas a lieu, elle se montre en sections limpides, tantôt incolores, tantôt inégalement teintées de nuances bleuâtres ou violacées. Ces teintes s'étalent en plages irrégulières qui se fondent à leurs limites. Quelquefois elles sont distribuées sous forme de bandes qui se contournent parallèlement deux à deux, laissant entre elles une large traînée sinueuse de couleur plus claire.

Il arrive souvent qu'avec de forts grossissements il est impossible de distinguer aucune inclusion véritable dans ces sections richement teintées. Cependant, dans le cas le plus général, des inclusions s'observent dans l'haüyne; et dans la noséane, elles sont constantes, abondantes et tout à fait caractéristiques.

Les plus communes se présentent sous la forme d'une poussière noire violacée, dont les grains se montrent isolés ou s'agglomèrent en petits cylindres plus ou moins allongés. Ces granules sont opaques, dépourvus de pouvoir réflecteur, leurs contours sont mous.

Les cavités à gaz sont également très fréquentes; elles sont généralement arrondies et tellement petites qu'un fort grossissement est souvent nécessaire pour permettre de déterminer leur nature.

Des inclusions vitreuses de couleur brune se montrent aussi avec de très petites dimensions; la plupart sont irrégulières. Les plus volumineuses d'entre elles possèdent une ou plusieurs bulles.

Tous ces produits, inclus dans l'haüyne, y sont quelquefois en telle quantité qu'ils rendent ce minéral presque opaque. Tantôt ils sont irrégulièrement distribués; plus fréquemment on les voit affecter des dispositions régulières en rapport avec la symétrie du cristal. Ainsi, par exemple, dans certains échantillons, on les trouve entassés près de la surface, de telle sorte que la section de l'haüyne paraît alors bordée d'une bande d'inclusions de teinte foncée. L'accumulation des inclusions au centre du cristal n'est pas moins commune; et en outre, les deux dispositions qui viennent d'être décrites peuvent s'observer à la fois. La zone limpide, comprise entre les deux amas d'inclusions, est parfois très étroite. La disposition des inclusions

Pl. XLVII, fig. 2.
Pl. XLVIII, fig. 2.

sous forme de bandes concentriques se rencontre aussi dans certains échantillons.

Enfin, les inclusions de l'haüyne sont fréquemment distribuées suivant des lignes droites parallèles entre elles, finement serrées et alignées dans deux ou trois directions en rapport avec la symétrie du cristal. C'est particulièrement dans la noséane que l'on observe les dispositions de ce genre; elles n'y font jamais défaut et, pour beaucoup de micrographes, elles caractérisent assez cette substance pour qu'on ait songé à en faire une espèce minéralogique distincte de l'haüyne. Cependant l'haüyne proprement dite présente souvent, quoiqu'à un moindre degré, les mêmes particularités dans la distribution des inclusions qu'elle renferme. On trouve, à ce point de vue, tous les passages à la noséane.

Dans les sections rectangulaires de noséane, les inclusions sont généralement alignées suivant deux directions qui correspondent aux diagonales du rectangle; leur entrecroisement forme un treillis serré.

Les files d'inclusions sont souvent bien plus nettement accusées dans un sens que dans l'autre, et quelquefois même l'une des séries s'efface complètement. La prédominance d'une série sur l'autre se manifeste rarement d'une manière uniforme dans toute l'étendue d'une section. Ordinairement chaque section se partage en plages qui se distinguent les unes des autres par la fréquence et le développement variables des files d'inclusions, et parfois aussi par des changements inattendus dans la direction de ces rangées.

L'alignement des inclusions dans les sections hexagonales se fait dans trois directions normales aux côtés de la figure. Quelquefois les séries d'inclusions diversement alignées ne s'entrecroisent pas, mais se juxtaposent simplement suivant des secteurs ordonnés radialement autour d'un même point central et ayant chacun pour base un des côtés de l'hexagone.

Une particularité curieuse de la matière granuleuse des inclusions d'haüyne consiste dans la diffusion de cette substance au delà des limites du cristal. Si l'on arrache un échantillon d'haüyne du sein d'une roche, l'empreinte laissée se montre recouverte d'un enduit violacé formé par elle, et, dans les sections microscopiques, on voit les granules violacés formant

autour de chaque échantillon une zone d'épaisseur variable dont l'opacité diminue graduellement à partir des limites du contour.

L'haüyne enclave un grand nombre de minéraux cristallisés ou se moule sur leur surface; néanmoins elle ne contient guère qu'un seul minéral à l'état d'inclusion cristalline habituelle; ce minéral est l'augite qui s'y observe en microlithes alignés parallèlement aux faces du cristal.

Enfin des inclusions aqueuses à bulle mobile ont été signalées dans la noséane du mont Vulture, près Melfi; c'est un exemple tout à fait exceptionnel.

Actions secondaires. L'haüyne en s'altérant prend ordinairement des teintes rougeâtres, plus ou moins vives, dues au développement de lamelles microscopiques d'hématite ou bien à des dépôts de limonite dans les fentes ou dans la substance même du cristal. La teinte ocreuse en question envahit souvent la zone périphérique des échantillons d'haüyne et quelquefois les pénètre entièrement.

Un autre mode d'altération de ce minéral consiste dans sa transformation en zéolithes, qui forment de beaux groupes radiés ou granulitiques, et présentent les phénomènes de la polarisation d'agrégat. Dans les parties altérées, le treillis d'inclusions s'efface et disparaît.

Réactions qualitatives. La coloration bleue ou violacée de l'haüyne se modifie par la calcination; en général, elle commence par prendre une teinte plus foncée, puis elle devient plus pâle. C'est particulièrement ce qui s'observe dans la noséane qui parfois acquiert ainsi la couleur bleue de l'haüyne proprement dite.

Au rouge vif, ce minéral fond en un verre bulleux. Les acides l'attaquent aisément, en produisant un résidu de silice gélatineuse et un léger dégagement d'hydrogène sulfuré. Ce dégagement est surtout sensible quand on opère sur de la noséane.

Il est probable qu'une certaine portion du soufre, décelé par l'analyse dans ce minéral, s'y trouve à l'état de sulfure décomposable par les acides.

Diagnostic. La leucite comme l'haüyne appartient au système cubique et se présente dans les lames minces en sections transparentes et incolores. Mais la

distinction est facile. En gros cristaux, la leucite présente des phénomènes de polarisation qui font entièrement défaut dans l'haüyne. La nature et surtout la disposition des inclusions n'est pas la même dans les deux minéraux. Dans les cas rares où les inclusions font entièrement défaut, la forme globuleuse de la leucite la distingue encore de l'haüyne qui se montre surtout sous forme de rectangles ou d'hexagones. Les nuances bleuâtre ou violacée de l'haüyne peuvent encore servir au diagnostic. Enfin un essai chimique, décelant la présence ou l'absence de l'acide sulfurique, dans le liquide résultant de l'attaque par l'acide chlorhydrique, achève de trancher la question.

La sodalite se distingue de la noséane par l'absence des inclusions caractéristiques de celle-ci ; elle diffère ordinairement de l'haüyne proprement dite par l'absence d'inclusions granuleuses d'un noir violacé. Cependant la teinte bleue et les inclusions granuleuses peuvent faire totalement défaut dans l'haüyne, et, d'autre part, ces inclusions se montrent exceptionnellement dans la sodalite. Il en résulte que les réactions chimiques permettent seules de distinguer sûrement ces deux minéraux. En traitant la substance à examiner par l'acide chlorhydrique et évaporant ensuite le liquide qui résulte du traitement, on obtient des cristaux de gypse, si l'on a opéré sur de l'haüyne, et seulement des cubes de chlorure de sodium, si l'on a agi sur de la sodalite.

RENVOI AUX PLANCHES.

Haüyne : XLVII, 2. — XLVIII, 1. — LI, 1.
Noséane : XLVI, 1 et 2. — XLVII, 1. — XLVIII, 1. — XLIX, 2.

MICAS

Bibliographie.

La Vallée-Poussin et Renard. *Roches de l'Ardenne* (Séricite), Mém. sav. étrangers, Bruxelles, 1876.
G. Rose. *Ueber die regelmässigen Verwachsungen der verschiedenen Glimmerarten*, etc. Pogg. Ann. 1869, 177.
Tschermak. *Die Glimmergruppe*, Zeitschr. für Krystall. II, 14, 1878. — III, 122, 1879.

Propriétés chimiques.

Le groupe des micas est caractérisé par la prédominance des formes hexagonales, avec un clivage extrêmement marqué et brillant suivant la base et une grande élasticité des lamelles un peu minces.

Chimiquement, les micas sont des silicates alumineux relativement basiques, contenant toujours plus ou moins de potasse et parfois du fluor. On peut y distinguer deux séries : dans la première, la magnésie domine sur la potasse et l'alumine est en quantité comparable avec celle des protoxydes; la seconde comprend des micas riches en potasse, pauvres en magnésie, dans lesquels l'alumine prédomine beaucoup sur les protoxydes.

La première série présente des variétés très ferrugineuses, très foncées, attirables à l'électro-aimant; la seconde est peu ferrugineuse et offre des variétés riches en lithine.

MICAS NOIRS FERRO-MAGNÉSIENS. $(\dot{R}, \frac{1}{3}\dddot{R}) : \frac{1}{2}\ddot{S}i = 1 : 1$.

VARIÉTÉS.	$\dot{R} : \frac{1}{3}\dddot{R}$	$\dot{R}$	$\dddot{R}$	GISEMENTS.
Phlogopite . . . . . Densité = 2.78 à 2.85	2 : 1	$\dot{K} = 1$ $\dot{M}g = 4$	$\dddot{A}l$	Micas magnésiens, associés à des calcaires et à des serpentines. 3 pour 100 de fluor.
Biotite (Méroxène) et Anomite. . . . . Densité = 2.70 à 3.10	1 : 1	$\dot{K} = 1$ $\dot{M}g$ et $\dot{F}e = 2$ à 3	$\ddot{F}e$ et $\dddot{A}l$ jusqu'à égalité	Micas magnésiens-ferrugineux, contenus dans un grand nombre de roches éruptives.
Lépidomélane. . . . Densité = 3.00	1 : 3	$\dot{K} = 1$ $\dot{M}g$ et $\dot{F}e = 1$	$\ddot{F}e$ prédomine sur $\dddot{A}l$	Micas magnésiens-potassiques, très ferrugineux, contenus dans quelques roches éruptives.

MICAS BLANCS ALUMINEUX-POTASSIQUES. $(\dot{R}, \frac{1}{3}\ddot{R}) : \frac{1}{2}S\ddot{i} = 1 : 1\frac{1}{4}$ à $1 : 1\frac{1}{2}$.

VARIÉTÉS.	$R : \frac{1}{3}\dddot{R}$	R	$\dddot{R}$	GISEMENTS.
Muscovite (Paragonite Margarodite). . . . Densité = 2.75 à 3.10	Var. Phengite = 1 : 6 Var. Damourite = 1 : 9 à 1 : 12	$\dot{K}$ qqs. centièmes de $\dot{M}g$	$\ddot{A}l$ qqs. centièmes de $\ddot{F}e$	Micas potassiques, contenus dans un grand nombre de granulites.
Lépidolite et Zinnwaldite. . . . . Densité = 2.84 à 3.00	1 : 3 à 1 : $4\frac{1}{2}$	$\dot{K}$ Li	$\ddot{A}l$	Micas potassiques et lithiques, contenus dans quelques pegmatites. Fluor 4 pour 100.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Forme cristalline. — Les dernières recherches minéralogiques attribuent tous les micas au système monoclinique ; leurs formes pseudo-hexagonales sont à rapporter au groupement des faces p, m, m, g^1. L'angle pm oscille entre 81° 17′ (micas noirs) et 82° 13′ (micas blancs). L'angle pg^1 est rigoureusement égal à 90°. Les angles plans de la base p sont sensiblement égaux à 120°.

Le *clivage p* est d'une extrême facilité ; il présente un éclat vitreux caractéristique.

Axes d'élasticité.

Axes d'élasticité et optiques. — Dans tous les micas, la bissectrice est négative et constitue l'axe α d'élasticité maximum. Elle est située dans le plan g^1 et fait en général des angles négligeables avec la perpendiculaire à la face p.

Biotite et lépidomélane . .	Bissectrice sensiblement perpendiculaire à p.
Phlogopite	Bissectrice inclinée d'avant en arrière vers le haut ; angle maximum avec la perpendiculaire à p = 1° 19′.
Muscovite.	Comme pour la phlogopite ; angle maximum de 1° 44′.
Zinnwaldite	Variations de 3° à 4° dans les deux sens.

Axes optiques

Le plan des axes optiques est tantôt dans le plan de symétrie g^1, tantôt perpendiculaire. On peut dire que l'immense majorité des micas noirs

rentre dans la première catégorie, et que le plus grand nombre des micas blancs appartient à la seconde.

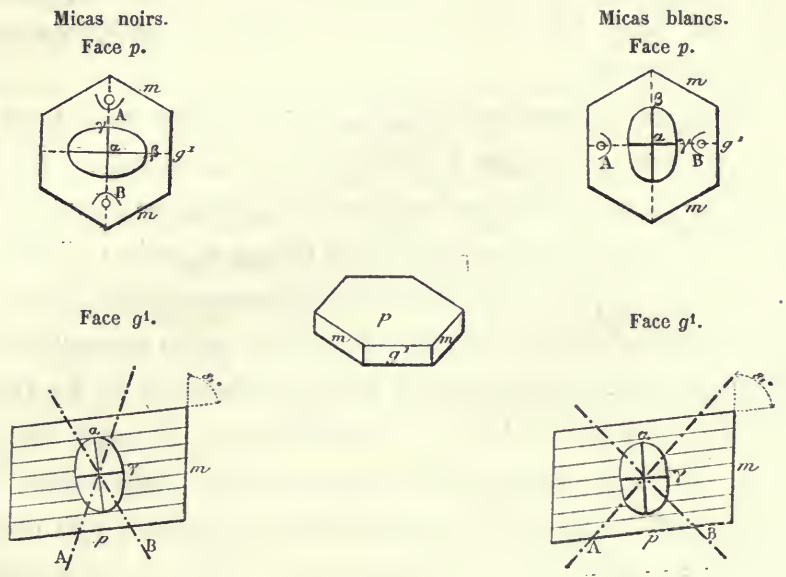


Fig. 78. Fig. 79.

Les micas noirs présentent en général des axes optiques rapprochés; dans les micas blancs l'angle des axes optiques est assez grand. Pour les micas noirs cet angle augmente (dans chaque espèce) à mesure que la teneur en fer s'accroît; l'inverse a lieu pour les micas blancs.

MICAS.		AXES OPTIQUES A,B.	AB apparent dans l'air = 2E.	AB vrai = 2V pour $\beta = 1{,}61$
NOIRS.	Biotite et Lépidomélane.	AB contenus dans g^1.	6° à 13°	4° 42′ à 8° 2′
	Phlogopite.	L'angle AB augmente avec le fer.	13° à 16°	8° 2′ à 9° 54′
BLANCS.	Muscovite et Lépidolite.	Plan AB perpendiculaire à g^1. L'angle AB diminue quand le fer augmente.	60° (Phengites) 70° (Damourites)	36° 10′ à 41° 46′

Il y a, aux règles exposées plus haut, deux exceptions intéressantes : quelques rares variétés de biotite ont le plan de leurs axes optiques per-

pendiculaire à g^1; on leur a donné le nom d'anomite; leur angle AB ($2V = 8°$ à $10°$) paraît diminuer à mesure que la teneur en fer augmente. Quelques variétés de mica blanc (zinnwaldite) ont leurs axes optiques dans le plan g^1; leur angle AB ($2V = 30°$ à $39°$) diminue également quand la teneur en fer augmente.

La *dispersion* est généralement négligeable dans les micas pour les axes d'élasticité et optiques : dans la plupart des micas noirs, on a $\rho < \nu$; l'angle AB pour les rayons rouges est plus petit que pour les rayons violets. L'inverse a lieu pour la plupart des micas blancs et pour l'anomite.

Extinctions.

Les diverses propriétés optiques précédemment énumérées ont été établies par les minéralogistes sur des variétés de mica exceptionnellement bien cristallisées, provenant, pour la biotite (méroxène de M. Tschermak) du Vésuve, pour les micas blancs de certains filons de pegmatite à grands éléments. Il serait d'un grand intérêt de faire l'étude approfondie des micas blancs et noirs qui entrent dans la composition du plus grand nombre des granites et des granulites, des trachytes et des andésites; malheureusement l'emploi de la lumière convergente est nécessaire à cette étude et les plaques minces n'y ont pas suffi jusqu'à présent.

En effet, le plus grand nombre des micas se présentent sous forme de paillettes parfaitement hexagonales et fort minces. Quand on les voit sur leur tranche, dans la lumière parallèle entre les nicols croisés, elles s'éteignent suivant leur longueur, c'est-à-dire suivant les traces du clivage facile p. Lorsque les lamelles sont couchées parallèlement à p, tous les micas noirs se comportent comme s'ils étaient rigoureusement hexagonaux et restent constamment éteints; l'ellipse de section de l'ellipsoïde d'élasticité est très voisine d'un cercle à cause de la petite différence de grandeur entre γ et β (fig. 78 et 79).

Dans les micas blancs parallèles à p, et se présentant ainsi également suivant des sections hexagonales, on peut parfois saisir les extinctions, bien qu'une pareille section reste constamment très sombre; mais la lumière parallèle ne donne pas le moyen de savoir si les axes optiques sont ou non dans le plan g^1.

Les diverses propriétés optiques des micas, que nous venons de constater au point de vue pratique, dans la lumière parallèle, sont dues à ce fait que les deux axes d'élasticité à peu près compris dans le plan p sont sensiblement égaux entre eux; dans de pareilles circonstances, les plaques minces ne prennent plus de colorations sensibles entre les nicols croisés.

On peut donc retenir que, pratiquement, au microscope, les micas présentent les propriétés des minéraux appartenant au système hexagonal, avec cette particularité que les clivages sont la trace du plan p dans les sections. Le plan p étant sensiblement perpendiculaire à l'axe principal, la projection de cet axe sur un plan de section quelconque sera perpendiculaire aux traces des plans p; d'où il suit que, dans une section quelconque de mica, l'extinction se fait constamment suivant les traces des clivages de la substance (voir page 54).

Macles.

Les micas présentent des macles singulières, suivant les faces mm, avec axe de rotation perpendiculaire (rotation de 180°); ces macles peuvent se produire de deux façons, à droite ou à gauche, étant donnée la légère inclinaison de p sur m, de telle sorte que l'angle pp'' sera un angle saillant et pp' un angle rentrant (fig. 80).

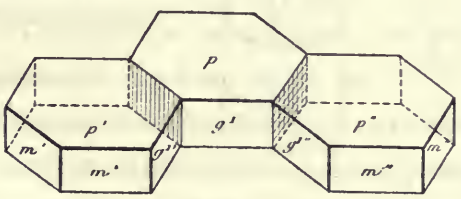


Fig. 80.

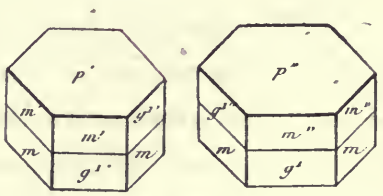


Fig. 81.

Mais à ce genre de macle se superpose toujours une pénétration réciproque des deux cristaux maclés; ils se touchent en réalité à peu près suivant la face p et sont comme empilés l'un sur l'autre (fig. 81). A la lumière parallèle, l'ensemble se comporte comme un cristal unique du système hexagonal.

Couleurs de polarisation.

Le mica noir a des couleurs de polarisation voisines des tons bruns

qu'il donne par polychroïsme. Quand ses lamelles sont très minces, il présente quelques irisations dans les rouges carmin.

Le mica blanc donne des couleurs de polarisation irisées, éclatantes, dans lesquelles dominent le rouge et le jaune. On ne peut guère lui comparer à ce point de vue que la séricite, le talc et la calcite. La calcite se distingue aisément par ses trois clivages, dont deux au moins sont toujours visibles. Le talc et la séricite présentent des lamelles enchevêtrées ou radiées, tandis que celles du mica blanc sont en général parallèles entre elles.

Coloration et polychroïsme.

I. Les *micas noirs* sont fortement polychroïques.

1° *Sections hexagonales, parallèles à p.* — Lorsque le rayon polarisé vibre suivant les axes β ou γ compris dans la face *p*, la différence de coloration est généralement à peine appréciable. Cependant, dans la *biotite*, l'absorption est plus grande suivant γ que suivant β. Lorsque le plan principal du polariseur coïncide avec γ (axe compris dans g^1 et par conséquent parallèle à un des côtés de l'hexagone), la coloration est plus rouge : $\gamma > \beta$. L'inverse a lieu pour la *phlogopite*.

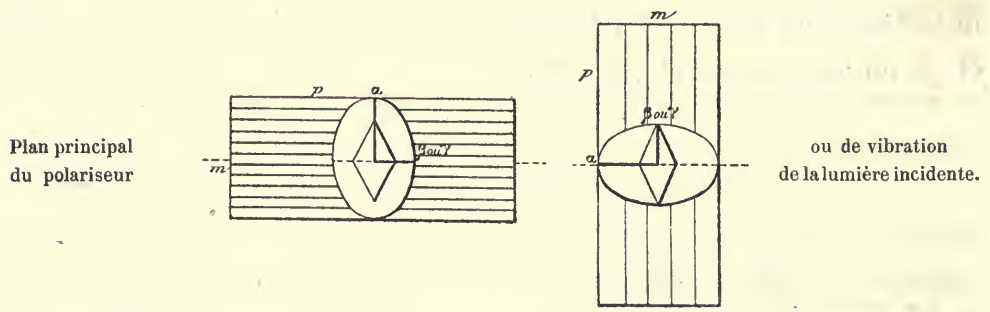


Fig. 82.

2° *Sections allongées perpendiculaires à p.* — Le polychroïsme y est d'une intensité extrême; certains micas sont les plus polychroïques de tous les corps, en lames minces. On a toujours $\alpha < \beta$ ou γ, pour la biotite et pour la phlogopite. Il en résulte que lorsque les traces du clivage *p* sont perpendiculaires au plan principal du polariseur, la teinte est très claire, souvent à peine brunâtre; parallèlement la teinte devient brun foncé, vert foncé, voire même entièrement noire ou opaque.

La tourmaline et la hornblende sont les deux seuls minéraux comparables au mica noir pour le polychroïsme; la tourmaline est dépourvue de clivages; la hornblende en a deux.

II. Les *micas blancs* ne sont pas polychroïques en plaques minces. En lamelles épaisses, on a généralement les absorptions décroissantes $\gamma > \beta > \alpha$.

Structure.

I. Les *micas noirs* se montrent rarement au microscope en lamelles régulières; généralement ils présentent des contours polygonaux compliqués ou déchiquetés. Cependant, dans certains cas, les déchirures sont comme comblées et la forme régulière reproduite au moyen d'un minéral plus récent. On voit de beaux exemples de ces épigénies en chlorite dans les granulites tertiaires d'Algérie, en mica blanc dans la plupart des gneiss granulitiques (gneiss gris injectés de granulite). D'autres fois, ce sont de très petits hexagones de mica noir qui paraissent avoir épigénisé un grand cristal de même nature.

Souvent les lamelles de mica sont courbes et la face p non plane. Pour étudier les propriétés optiques du minéral, il convient alors d'en détacher une lamelle, si petite qu'elle soit, et de la pincer fortement entre deux verres épais; on est sûr ainsi de pouvoir faire passer les rayons polarisés perpendiculairement à la base; la lumière convergente agit encore sur des lamelles très minces de mica.

Lorsque les faces m, m, g^1 ne sont pas visibles, on aperçoit parfois au microscope de fines stries parallèles à ces faces, surtout après décapage par l'acide chlorhydrique. Si ces fines stries ne se montrent pas, on peut les provoquer artificiellement, en appuyant une pointe fine sur une lamelle de mica posée à plat, et lui donnant un petit coup sec (Reusch).

Le mica noir présente par place des noyaux foncés, points d'absorption maximum où le pigment est comme condensé.

II. Les *micas blancs* ont encore plus rarement des contours réguliers que les micas noirs. Leur aspect déchiqueté n'est pas à rapporter généralement à des actions mécaniques postérieures à leur consolidation, car c'est souvent sous cette forme irrégulière qu'ils épigénisent des cristaux de première consolidation de mica noir ou de feldspath. Les lamelles du mica blanc,

déterminées par le clivage facile p, se suivent les unes les autres parallèlement. C'est là un caractère qui ne paraît souffrir que de rares exceptions et qui sépare les micas en général de la séricite, du talc et des chlorites. On connaît quelques belles cristallisations de mica blanc en rosette, mais ces macles ne s'appliquent d'habitude qu'à des cristaux macroscopiques, et, d'autre part, le plan p est commun aux différents éléments composants.

De même que pour les micas noirs, l'étude des micas blancs exige souvent qu'on en détache de petites lamelles pour les étudier à part. On peut également y provoquer, comme il a été dit plus haut, des étoilements de fissures parallèles à m, m, g^1 et parfois à h^1, g^2, g^3.

Associations. I. Les micas noirs sont le plus souvent à l'état de cristaux de *première consolidation,* très anciens ; car ils servent d'inclusions à peu près à tous les autres minéraux. Cependant on en trouve aussi en cristaux de *seconde consolidation,* avec le cachet microlithique, notamment dans la série des basanites (porphyrites et mélaphyres de la base du permien).

Le mica noir sert parfois d'entourage et d'enduit au fer oxydulé, comme le sphène au fer titané, notamment dans certains basaltes (Drevin, Saône-et-Loire). On le trouve aussi associé à la hornblende et paraissant l'épigéniser, comme ce dernier minéral épigénise lui-même le pyroxène et le diallage; de pareils exemples ne sont pas rares dans les diabases et gabbros, dolérites et euphotides. Dans ces derniers cas, le mica noir est d'origine récente et probablement à rapporter à des *actions secondaires immédiates.*

Du reste, l'*origine métamorphique* du mica noir est évidente dans certains schistes micacés maclifères. Il s'y est développé conjointement avec du
Pl. III, fig. 1. quartz et des noyaux de chiastolite ou de dipyre. Ces noyaux semblent repousser les petites lamelles irrégulières et comme touffues de mica noir qui abondent au contraire dans le reste de la roche (voir au chapitre de l'andalousite). C'est en général au granite ou à la granulite qu'on doit rapporter les actions de contact auxquelles sont dus ces phénomènes remarquables de métamorphisme.

La biotite est universellement répandue et se trouve dans toutes les

roches ; on peut cependant la considérer comme l'élément ferro-magnésien dominant dans les roches les plus acides, et elle ne se présente plus qu'à l'état exceptionnel dans les roches très basiques à pyroxène et péridot.

La phlogopite est principalement connue en association avec les serpentines et les calcaires; on l'a signalée dans certains filons concrétionnés d'apatite.

II. Les micas blancs sont le plus souvent de seconde consolidation, épigénisant le mica noir, le feldspath. On les connaît, largement développés, dans de véritables filons concrétionnés (zinnwaldite, lépidolite des filons stannifères).

Ils sont surtout abondants dans les roches granitoïdes les plus acides de la série ancienne et tertiaire, granulites et pegmatites, et s'y trouvent associés à tous les minéraux accompagnant l'étain, notamment à la tourmaline, au grenat, au microcline. Pl. VIII, fig. 1.

Les micas blancs paraissent liés à un développement puissant de phénomènes métamorphiques; la production de certains gneiss granulitiques (gneiss rouge) aux dépens du gneiss gris ancien et des micaschistes, est liée à l'apparition des granulites à mica blanc. Le mica blanc s'y montre associé à la tourmaline et à la sillimanite. Pl. II, fig. 2.

Les micas contiennent rarement des inclusions liquides ou vitreuses; on y trouve des cavités à gaz, des prismes d'apatite, du fer oxydulé et oligiste. Inclusions.

La phlogopite présente parfois un phénomène nommé *astérisme*, dû à la présence de certains microlithes. Quand on regarde une lumière vive à travers une plaque d'un tel mica, on voit se développer une étoile à six branches, et parfois une seconde plus petite servant de bissectrice à la première. Cette apparence est due à de nombreux microlithes allongés, à pointement carré, parfois émoussé par une pyramide à 45°. Ces microlithes, couchés dans la face p, sont parallèles à m, m, g^1 ou encore à h^1, g^2, g^2.

Les actions secondaires s'attaquent souvent au mica noir et le transforment en chlorite (kersantites de Bretagne), puis en produits ferrugineux opaques. Les micas blancs leur résistent énergiquement. Actions secondaires.

En somme, les micas sont des corps peu altérables, comparés aux feldspaths et aux bisilicates qui les accompagnent généralement.

Diagnostic. I. *Micas noirs :* 1° *Distinction avec la chlorite.* — La chlorite est toujours verte ; le mica est plus souvent brun que vert ; son dichroïsme est plus intense ; il a plus souvent des formes polyédriques nettes. Aux forts grossissements la chlorite présente un caractère fibreux, radié, à éléments non parallèles, qui manque au mica noir.

2° *Distinction avec la tourmaline.* — Ce minéral est généralement brun, aussi dichroïque que le mica, du même système cristallin ; mais il ne présente aucun clivage et se montre d'une limpidité absolue. Le maximum d'absorption pour la tourmaline a lieu quand la longueur de ses cristaux est perpendiculaire à la petite diagonale du nicol ; l'inverse a lieu pour le mica noir.

3° *Distinction avec la hornblende.* — La hornblende est monoclinique, verte ou brune, généralement un peu moins polychroïque que le mica ; elle présente fréquemment deux clivages caractéristiques m, m, dans la zone ph^1. Dans la zone $g^1 h^1$ où les clivages ont leurs traces parallèles, on peut être fort embarrassé, notamment pour les variétés de hornblende brune, dite basaltique, fréquentes dans certaines andésites. Cependant l'extinction ne se fait pas aussi rigoureusement suivant les traces des clivages que pour le mica ; de plus dans les roches où la confusion pourrait avoir lieu, à cause de la coexistence des deux minéraux, l'un d'eux est parfois régulièrement
Pl. XXIX, fig. 1 et 2. entouré de fer oxydulé ou de pyroxène, à l'exclusion de l'autre (andésites du Cantal). En outre, le mica présente entre les nicols croisés des teintes brunes légèrement irisées ; les irisations manquent à la hornblende.

II. *Micas blancs.* — Nous avons indiqué plus haut les caractères qui séparent le mica blanc de la calcite (trois clivages faciles), de la séricite et du talc (lamelles enchevêtrées ou irradiantes).

SÉRICITE.

Au point de vue chimique et optique, la séricite est voisine des variétés de muscovite riches en silice (damourite). La *structure* et l'*association* sont différentes. La structure est feuilletée, à fibres entrelacées dans tous les sens, ce qui la rapproche comme apparence du talc, dont sa teneur en potasse la distingue.

On la trouve principalement associée à certains schistes métamorphiques (Taunus, Ardennes).

RENVOI AUX PLANCHES.

Micas noirs : I, 1. — II, 2. — V, 1 et 2. — VII, 2. — VIII, 2. — IX, 1 et 2. — X, 1 et 2. — XII, 2. — XXII, 1 et 2. — XXVI, 1 et 2. — XXVII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2.
Micas blancs : II, 1. — II, 2. — III, 2. — XLV, 1.

GROUPE DES BISILICATES

WOLLASTONITE, PYROXÈNE, AMPHIBOLE, HYPERSTHÈNE

GROUPES.	VARIÉTÉS.	DENSITÉS.	PROTOXYDES.	$\ddot{A}\dot{l}$, Na.	FORME CRISTALLINE.	Propriétés chimiques.
I. Chaux sans magnésie. **WOLLASTONITE.**	Wollastonite.	2.8 à 2.9	Fe, Ca	» »	Monoclinique.	
II. La chaux domine sur la magnésie. Au plus autant de magnésie que de chaux. **PYROXÈNES.**	Hédenbergite.	3.5	Fe, Ca, peu de Mg	pauvres en $\ddot{A}\dot{l}$	Monocliniques.	
	Diopside.	3.3	Ca, Mg			
	Sahlite (Diallage)	3.2 à 3.3	Fe, Ca, Mg			
	Augite. (Diallage, Fassaïte).	3.3 à 3.4	Fe, Ca, Mg	riche en $\ddot{A}\dot{l}$		
III. La magnésie domine sur la chaux (au moins autant de magnésie que de chaux). **AMPHIBOLES.**	Trémolite.	2.9 à 3.2	Mg, Ca	pauvres en $\ddot{A}$	Monocliniques. (La normale optique coïncide à peu près avec l'arête $h^1 g^1$.)	
	Actinote.	2.8 à 3.3	Fe, Mg, Ca			
	Hornblende.	3.0 à 3.4	Fe, Mg, Ca	riche en $\ddot{A}\dot{l}$		
	Arfvedsonite et Crocidolite.	3.2 à 3.6	Fe, 8 à 12 % Na peu de Mg, et de Ca	riche en Na pauvre en $\ddot{A}\dot{l}$		
	Glaucophane.	3.1	Fe, 9 % Na, Mg, Ca	riche en Na et en $\ddot{A}\dot{l}$		
IV. La magnésie prédomine de beaucoup sur la chaux. **HYPERSTHÈNES.**	Enstatite (Bastite).	3.2	Mg, peu de Ca	» »	Orthorhombiques.	
	Bronzite.	3.3	Fe, Mg, peu de Ca	» »		
	Hypersthène.	3.4	Beaucoup de Fe, Mg, peu de Ca	» »		

La formule générale du groupe est :

$$\dot{R}\,S\ddot{i} + m\,\dot{A}l\,\ddot{A}l.$$

C'est celle d'un mélange de bisilicate avec des proportions variables d'alumine. Suivant que la chaux ou la magnésie dominent comme protoxydes, les propriétés cristallographiques et optiques changent. Il semble qu'une plus grande richesse en chaux entraîne un assemblage cristallin plus dissymétrique.

WOLLASTONITE

Propriétés cristallographiques et optiques.

La wollastonite se présente en prismes aplatis suivant la face p, allongés suivant l'arête ph^1, avec de nombreuses modifications sur les arêtes a et b et les angles e et o. Elle offre des clivages faciles suivant p et h^1, difficiles suivant $o^{\frac{1}{2}}$, $a^{\frac{1}{2}}$.

Axes d'élasticité et optiques.

La bissectrice est positive (γ), située dans le plan g^1, dans l'angle

Section g^1.

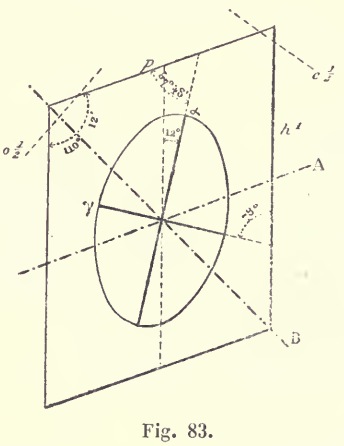


Fig. 83.

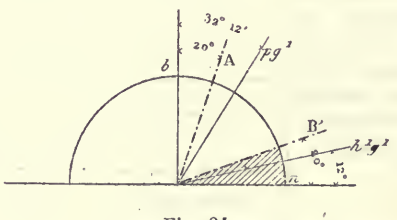


Fig. 84.

obtus $ph^1 = 110°12'$; elle fait un angle de 78° avec l'arête h^1g^1 (Des Cloizeaux).

Les axes optiques sont contenus dans le plan de symétrie g^1; on a dans l'aire $2E = 68°$ à $70°$.

La dispersion est négligeable.

Extinctions dans les zones principales.

En fixant $2V$ à $40°$ environ, et en appliquant les données exposées page 61, on voit, d'après le croquis (fig. 84), que l'arête h^1g^1 tombe dans le segment susceptible d'un maximum, tandis que l'arête pg^1 n'est pas dans ce cas.

Zone ph^1. — Les extinctions, dans cette zone symétrique, auront constamment lieu suivant les traces des clivages faciles, parallèles entre elles et à l'arête de zone. C'est la zone la plus importante au point de vue pratique, puisqu'elle correspond à l'allongement habituel des prismes de wollastonite.

Zone pg^1. — Les extinctions, rapportées à l'arête de zone, varieront d'un maximum de $32°$ (plan g^1) à $0°$ (plan p).

Zone h^1g^1. — La courbe des angles d'extinction, rapportée à l'arête de zone, partira dans le plan g^1 d'un minimum de $12°$; elle passera par un maximum d'environ $26°$ lorsque le plan de section fera avec g^1 un angle de $72°$, et retombera à $0°$, lorsque la section coïncidera avec h^1.

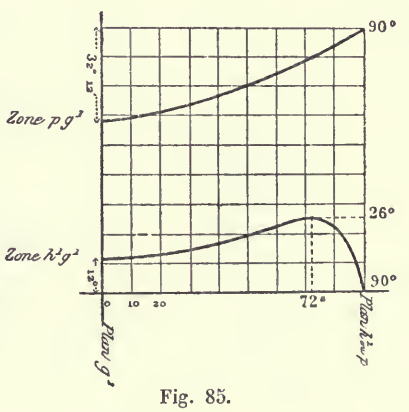


Fig. 85.

La wollastonite présente des macles fréquentes suivant la face d'association p.

Les couleurs de polarisation sont vives et limpides, comme pour certaines zéolithes, par exemple la mésotype.

La wollastonite est incolore et dépourvue de polychroïsme.

Structure et associations.

Elle présente une structure légèrement fibreuse, au microscope, parallèlement à l'arête h^1g^1.

On la trouve dans des blocs calcaires altérés, englobés dans les andésites (laves récentes de 1866 à Santorin), ou au contact avec des dykes de dolérites (Tyrol). Elle est associée à la fassaïte, au grenat mélanite, etc. C'est donc un minéral d'origine secondaire ou métamorphique. Pl. XXXV, fig. 2, 4 et 6.

La wollastonite paraît dépourvue d'inclusions. Elle est facilement attaquable aux acides et fait gelée avec eux.

Diagnostic. On peut confondre au microscope la wollastonite avec le *gypse* et la *karsténite*. Ces minéraux sont facilement solubles dans les acides et ne font pas gelée avec eux.

RENVOI AUX PLANCHES.

XXXV, 2, 4 et 6.

PYROXÈNES

Bibliographie.

TSCHERMAK, *Mikrosk. Unterscheidung der Miner. aus der Augit, Amphibol und Biotitgruppe.* Acad. des sc. Vienne mai 1869.

— *Ueber Pyroxen und Amphibol.* Miner. Mittheil. 1871, 28.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Au point de vue pétrographique, les deux seules variétés de pyroxène intéressantes sont l'augite et le diallage.

Le pyroxène est monoclinique; l'angle *mm* sur la face h^1 est égal à 87° 5′, c'est-à-dire voisin d'un droit.

Section h^1.

Fig. 86.

Section perpendiculaire à $h^1 g^1$.

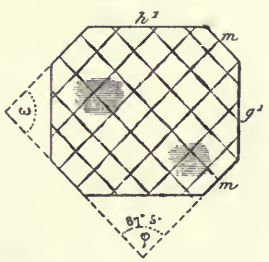


Fig. 87.

Section g^1.

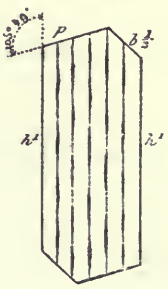


Fig. 88.

Les cristaux et les microlithes sont généralement allongés suivant l'arête $h^1 g^1$. Les faces les plus habituelles sont celles du prisme h^1, g^1, m, et les pointements $pb^{\frac{1}{2}}$.

Dans la variété d'augite appelée fassaïte, les faces du prisme sont peu développées.

Clivages.

Le pyroxène et particulièrement l'*augite* présentent deux clivages faciles m, m, à peu près à angle droit. Leurs traces, dans les plaques minces, se montrent un peu interrompues; elles ne sont pas tout à fait rectilignes et présentent des parties fines et d'autres où le trait est comme écrasé ; on dirait la trace d'une plume sur laquelle on appuie irrégulièrement.

Dans le *diallage,* aux clivages mm se joint un état lamelleux suivant h^1.

Dans la zone ph^1, les angles des clivages m, m présentent les variations suivantes (fig. 87) : angle ω (mm sur g^1)... d'un minimum de 93° à 180°, angle φ (mm sur h^1), d'un maximum de 87° à 0°.

Axes d'élasticité et optiques.

Le pyroxène est un minéral positif, dans lequel le plus petit axe d'élasticité sert toujours de bissectrice à l'angle aigu des axes optiques. Ces derniers sont contenus dans le plan de symétrie g^1; on peut négliger ici la dispersion des axes d'élasticité et des axes optiques. Les angles qui ont servi à dresser l'épure de la figure 89, sont dus à M. Des Cloizeaux et se rapportent à un pyroxène diopside :

2 V (partie jaune du spectre) = 58° 59′,
angle de $h^1 g^1$ avec la bissectrice = 38° 44′,
angle de pg^1 avec la normale optique = 22° 55′.

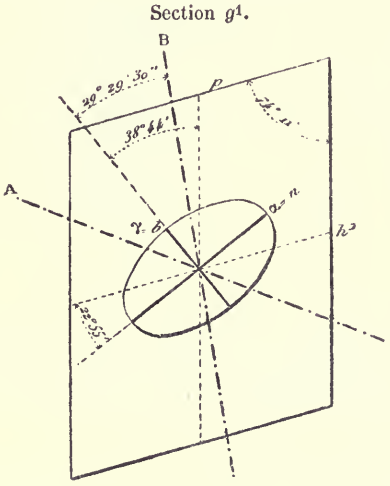


Fig. 89.

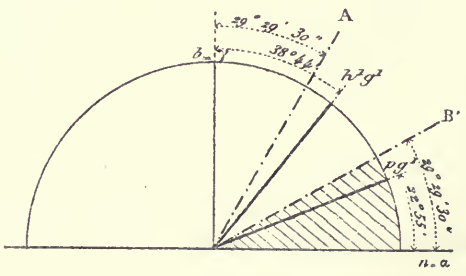


Fig. 90.

D'après M. Tschermak, l'angle 2V augmente légèrement avec la teneur

en fer; l'angle de h^1g^1 avec la bissectrice varie de 39 à 54°; enfin l'angle de pg^1 avec la normale optique oscille entre 23°11′ et 38°11′.

Nos propres observations nous permettent d'admettre que, dans le plus grand nombre des cas, h^1g^1 fait avec la bissectrice un angle voisin de 38°, souvent même ne dépassant pas 35°; tels sont par exemple les pyroxènes des variolites, les diallages des euphotides de la Durance, de plusieurs variétés d'ophites des Pyrénées, d'un grand nombre d'andésites et de basaltes, les microlithes augitiques de certaines andésites du Cantal, etc.

Extinctions dans les zones principales.

Conformément aux conclusions précédemment développées (page 61), on voit, d'après le croquis (fig. 90), que l'arête pg^1 tombe dans le segment susceptible d'un maximum, tandis que l'arête h^1g^1 n'est pas dans ce cas. Nous allons suivre les angles d'extinction dans les différentes zones, en commençant par la plus importante, et en prenant pour abscisses les angles du plan de zone avec le plan initial g^1, pour ordonnées les angles d'extinction rapportés à l'arête de zone.

Zone h^1g^1. — L'angle d'extinction varie d'une façon continue entre le maximum 38°44′ correspondant à la face g^1, et 0° correspondant à la face h^1.

C'est la zone la plus importante, car elle correspond à l'allongement habituel du pyroxène.

Zone h^1g^1.

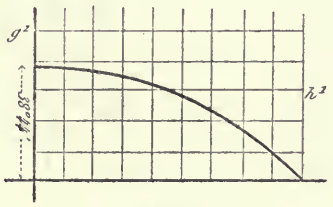


Fig. 91.

Zone pg^1.

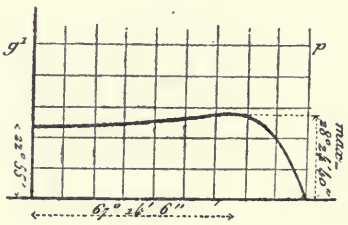


Fig. 92.

Zone pg^1. — L'angle d'extinction part, dans la face g^1, d'un minimum de 22°55′; la courbe passe par un maximum de 28°24′40″ pour le plan de section faisant avec g^1 un angle de 67°14′6″; puis elle décroît rapidement et tombe à 0° dans le plan p.

Zone ph^1. — Les extinctions, dans cette zone symétrique, restent constamment à 0°.

Clivages faciles.

Il est intéressant de rapporter sur l'épure le plan de lamellisation h^1 du DIALLAGE ; pour la *zone* $h^1 g^1$ ses traces sont parallèles à l'arête de zone, puisqu'il est parallèle à h^1. Dans la zone pg^1, ses caractéristiques (voir page 81) sont :

$$\varepsilon = 0, \quad \delta = 105° 49' = \frac{\pi}{2} + 15° 49'.$$

Les extinctions de la zone pg^1, rapportées aux traces du plan h^1, partent d'une valeur de 38° 44′ (plan g^1) ; le maximum précédemment constaté correspond ici à une valeur de 34° 40′ 26″, de telle façon que, pour cette zone, il y a plus de 67 chances sur 90 de trouver des angles d'extinction compris entre 39° et 34° si on les rapporte aux lamelles du diallage. Puis les angles d'extinction tombent brusquement jusqu'à 0° à mesure que le plan de zone se rapproche du plan p (*fig.* 93).

Le PYROXÈNE AUGITE, fréquent dans un grand nombre de roches, présente deux clivages très marqués dans les plaques minces, suivant les faces mm du prisme.

Zone pg^1.

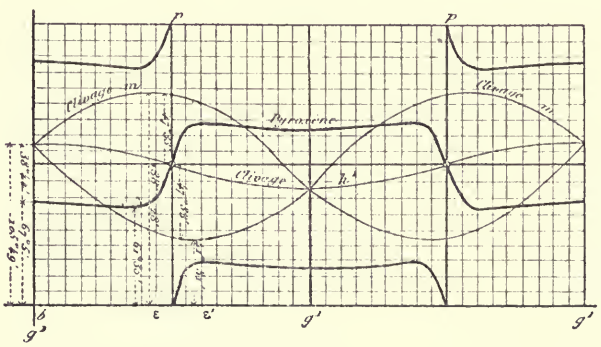


Fig. 93.

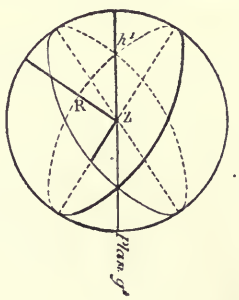


Fig. 94.

Dans la zone $h^1 g^1$ leurs traces se confondent avec celle de l'arête de zone. Cherchons leurs caractéristiques ε et δ, *pour la zone* pg^1 (voir page 81).

Prenons l'arête de zone verticale et se projetant en Z. Repérons sur la trace du plan g^1 le point où l'arête $h^1 g^1$ perce la sphère (*fig.* 94). Les plans m passent par ce point et font un angle connu $mg^1 = 136° 27'$ avec g^1. Dans le triangle sphérique Zh^1 R,

rectangle en R, on connaît l'hypoténuse $Zh^1 = 105°\,49'$, et l'angle $Zh^1\,R = mg^1 = 136°\,27'$; on en déduit :

$$\sin\delta = \sin Zh^1 \sin mg^1 \qquad \delta = 138°\,28'\,44'',$$
$$\operatorname{tg}\varepsilon = \frac{\operatorname{cotg} mg^1}{\cos Zh^1}, \qquad \varepsilon = 75°\,28'\,26''.$$

D'où l'on déduit facilement pour le second plan m :

$$\delta' = \pi - \delta = 41°\,31'\,16'',$$
$$\varepsilon' = \pi - \varepsilon = 104°\,31'\,34''.$$

Ici
$$y_0 = ph^1 = 106°\,49',$$
$$y_{\frac{\pi}{2}} = 47°\,33'\,12'' \quad \text{et} \quad 132°\,26'\,48''.$$

On peut suivre sur la *fig.* 93 les divers angles d'extinction que comporte le minéral, si l'on cherche à les rapporter à ses clivages faciles : ils partent dans le plan g^1 d'une valeur commune $38°\,44'$; puis, pour un des plans m, l'angle décroît rapidement, passe à 0° au voisinage du plan de la zone faisant environ 45° avec g^1; à ce moment avec la trace de l'autre plan m', l'angle d'extinction est très grand et voisin de 70°; puis avec m, cet angle croît rapidement dans un sens inverse du sens primitif, et pour la face p, on a une extinction bissectrice des tracés mm' et égale à $47°\,33'\,12''$; au delà du plan p, les phases se reproduisent symétriquement par rapport au centre $x = \frac{\pi}{2}, y = \frac{\pi}{2}$.

ZONE pg^1.

I	II		III	I	II		III
0°	84°49'18''	95°10'42''	p	50°	111°27'	68°33'	$e^{1\cdot2}$
5	85 3	94 57	$e^{16\cdot3}$	55	117 55	62 15	e^1
10	85 45	94 15	$e^{8\cdot1}$	60	124 50	55 10	$e^{0\cdot83} = e^{\frac{4}{5}}$
15	85 59	94 1	$e^{5\cdot3}$	65	132 41	47 19	$e^{0\cdot66} = e^{\frac{2}{3}}$
20	88 38	91 22	$e^{3\cdot9}$	70	141 14	38 46	$e^{0\cdot52} = e^{\frac{1}{2}}$
25	90 51	89 9	e^3	75	150 22	29 38	$e^{0\cdot38} = e^{\frac{1}{3}}$
30	93 40	86 20	$e^{2\cdot5}$	80	159 59	20 1	$e^{0\cdot25} = e^{\frac{1}{4}}$
35	97 5	82 55	e^2	85	169 55	10 5	$e^{0\cdot13} = e^{\frac{1}{8}}$
40	101 9	78 51	$e^{1\cdot7}$	90	180 0	0 0	g^1
45	105 55	74 5	$e^{1\cdot4}$				

I. Angle des plans de section avec la face p.
II. Angle des clivages mm, entre eux.
III. Sections notées minéralogiquement.

ZONE ph^1.

I	II		III	I	II		III
0°	95° 11′	84° 49′	p	0°	95° 11′	84° 49′	p
5	94 0	86 0	$a^{15\cdot25}$		96 50	83 10	$o^{14\cdot51}$
10	92 46	87 14	$a^{7\cdot06}$	10	99 0	81 0	$o^{7\cdot01}$
15	92 56	87 4	$a^{5\cdot23}$	15	101 40	78 20	$o^{4\cdot48}$
20	93 4	86 56	$a^{3\cdot95}$	20	104 54	75 6	$o^{3\cdot20}$
25	93 38	86 22	$a^{3\cdot16}$	25	108 42	71 18	$o^{2\cdot42}$
30	94 38	85 22	$a^{2\cdot63}$	30	113 8	66 52	$\cdot 88$
35	96 8	83 52	$a^{2\cdot23}$	35	118 14	61 46	$o^{1\cdot43}$
40	98 4	81 56	$a^{1\cdot92}$	40	124 2	55 58	$o^{1\cdot18}$
45	100 32	79 28	$a^{1\cdot67}$	45	130 32	49 28	$o^{0\cdot93}=o^{1}$
50	103 32	76 28	$a^{1\cdot46}$	50	137 44	42 16	$o^{0\cdot72}=o^{\frac{2}{3}}$
55	105 50	74 10	$a^{1\cdot28}$	55	145 38	34 22	$o^{0\cdot54}=o^{\frac{1}{2}}$
60	111 18	68 42	$a^{1\cdot12}$	60	154 6	25 54	$o^{0\cdot38}=o^{\frac{1}{3}}$
65	116 6	63 54	$a^{0\cdot98}=a^{1}$	65	163 6	16 54	$o^{0\cdot23}=o^{\frac{1}{4}}$
70	121 38	58 22	$a^{0\cdot85}=a^{\frac{5}{6}}$	70	172 24	7 36	$o^{0\cdot1}=o^{\frac{1}{19}}$
75	127 50	52 10	$a^{0\cdot72}=a^{\frac{3}{4}}$	73° 59′	180 0	0 0	h^1
80	134 46	45 14	$a^{0\cdot69}=a^{\frac{2}{3}}$				
85	142 24	37 36	$a^{0\cdot49}=a^{\frac{1}{2}}$				
90	150 38	29 22	$a^{0\cdot37}=a^{\frac{1}{3}}$				
95	159 26	20 34	$a^{0\cdot26}=a^{\frac{1}{4}}$				
100	168 40	11 20	$a^{0\cdot14}=a^{\frac{1}{7}}$				
105	176 6	1 54	$a^{0\cdot02}=a^{\frac{1}{59}}$				
106° 1′	180 0	0 0	h^1				

I. Angle des plans de section avec la face p.
II. Angle des clivages mm, entre eux.
III. Sections notées minéralogiquement.

Les tableaux ci-dessus, dus à M. Thoulet, peuvent servir à construire les courbes précédentes avec précision; ils permettent également, dans chaque zone importante, de déduire, de l'angle des deux clivages mm, la position du plan de section par rapport à g^1 ou h^1.

Macle suivant h^1.

Macle habituelle de pyroxène. — La macle la plus fréquente, et la seule que nous considérerons ici, est celle qui se produit suivant le plan d'assemblage h^1, avec axe de rotation perpendiculaire.

1° *Zone* $h^1\,g^1$. — L'arête $h^1\,g^1$ du premier cristal se confond avec $h^{1'}\,g^{1'}$, arête du second cristal. La bissectrice et les axes optiques de ce second cristal prennent dans le plan $g^1\,g^{1'}$ une position symétrique de ceux du premier cristal par rapport à l'arête de zone (*fig.* 95).

La courbe des extinctions du second cristal sera donc simplement symétrique de celle du premier par rapport à l'axe des x, qui représentera la trace de la macle et celle des plans $h^1\,g^1$, mm et $h^{1'}\,g^{1'}$, $m'\,m'$;

2° *Zone* pg^1. — Le cas est plus compliqué, car pg^1 ne correspond pas à $p'\,g^{1'}$; il faut donc chercher la place occupée par l'arête de zone pg^1 par rapport aux axes optiques et

Zone $h^1\,g^1$.

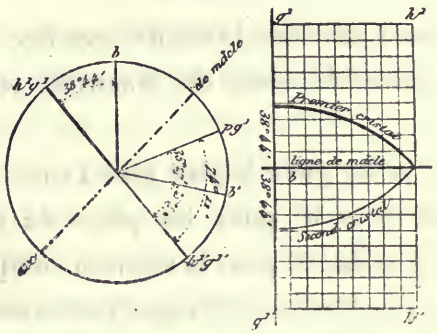


Fig. 95.

Zone pg^1.

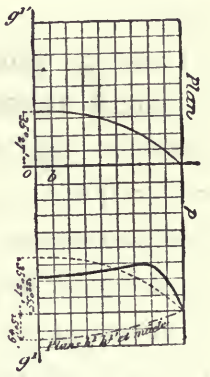


Fig. 96.

d'élasticité du second cristal. L'axe de rotation de la macle étant toujours perpendiculaire au plan h^1, prenons pour plan de la figure le plan g^1 (*fig.* 95); il contiendra cet axe de rotation qui sera la perpendiculaire à l'arête $h^1\,g^1$: il en résulte que la bissectrice b viendra en b', à 35° 27′ de l'arête de zone, en sens inverse de b; reportons-nous maintenant à l'épure générale relative au pyroxène (*fig.* 90); nous y voyons que V est d'environ 29° et que la courbe afférente au second cristal sera voisine de celle que nous avons trouvée pour la zone $h^1\,g^1$, mais en sens inverse, avec des ordonnées négatives. Le plan h^1 se confondant avec $h^{1'}$ conservera sa courbe déjà connue qui représentera également la ligne de macle. Ces différentes données sont résumées dans le croquis (*fig.* 96).

Résultats pratiques.

1° *Augite et diopside.* — A) Dans les plaques minces de roches éruptives, l'augite se montre tantôt en grains irréguliers, tantôt en cristaux allongés suivant l'arête h^1g^1; cet allongement donne à la zone h^1g^1 une importance prédominante. Les sections de l'augite se présentent alors fréquemment

sous les formes représentées fig. 86 et 88; le pointement $b^{\frac{1}{2}}$ y est assez habituel; les clivages *mm* sont parallèles entre eux et à la longueur de la section; l'angle d'extinction varie d'une façon continue entre 39° (face g^1) et 0° (face h^1).

B) La zone ph^1 se reconnaît à la symétrie des sections qu'elle présente et à leur extinction suivant la bissectrice des clivages *mm*; ces derniers peuvent se couper sous un angle voisin de $\frac{\pi}{2}$; la face h^1 est généralement opposée à l'angle aigu *mm*, et les faces h^1, g^1 sont beaucoup plus développées que *mm* (fig. 87).

C) La zone pg^1 peut rendre des services dans le cas de certains augites allongés suivant l'arête pg^1, à la façon de celui de Warwick, cité par M. Des Cloizeaux (fig. 92).

Les extinctions restent entre 23° et 28° pour le plus grand nombre des sections et descendent brusquement vers 0° pour les plans de la zone voisine de la face *p*. Nous renvoyons à la fig. 93 pour la relation compliquée qui existe entre l'angle d'extinction et la trace des clivages faciles *mm*.

D) Dans les cristaux maclés, la zone h^1g^1 se reconnaît à l'extinction symétrique de part et d'autre du plan d'assemblage; les clivages *mm*, *m'm'* sont parallèles à la ligne de macle; l'angle compris entre les extinctions successives des deux cristaux oscille entre 77° 28′ et 0°; les couleurs de polarisation sont les mêmes et ne varient que par leur intensité.

La zone pg^1 n'a ici qu'une valeur théorique; les clivages *mm* sont respectivement parallèles à *m'm'*. L'extinction successive des deux cristaux comprend un angle qui, entre g^1 et *p*, part de 12° 32′, passe par 0°, puis par un maximum voisin de 15° pour retomber enfin à 0°; les petits angles dominent, et cet exemple suffit à donner une idée des précautions qu'il convient de prendre pour juger des angles d'extinction d'une substance donnée (fig. 96).

2° *Diallage.* — Le diallage présente rarement des contours extérieurs réguliers; aux clivages *mm* parfois peu marqués s'ajoute une lamellisation régulière suivant le plan h^1. A partir de cette direction, les sections en zone

suivant h^1g^1 s'éteignent de 38° 44′ à 0°; la zone ph^1 donne des extinctions constamment égales à 0°; la zone pg^1 présente de nombreuses sections dans lesquelles les extinctions restent comprises entre 38° 44′ et 35°; les autres sont comprises entre 35° et 0°. On voit que les angles de 35° à 39° peuvent être considérés comme caractéristiques de nombreuses sections dans le diallage.

Couleurs de polarisation.

Le pyroxène jouit d'une double réfraction énergique; il donne en plaques minces, entre les nicols croisés, des couleurs vives, souvent jaunes et rouges. Elles n'ont pas cependant la limpidité de celles de l'épidote, ni en général l'éclat de celles de l'olivine.

Coloration et polychroïsme.

L'*augite* est généralement fort peu coloré en plaque mince, vert, brunâtre ou rosé. La teinte est cependant assez sensible pour qu'on le distingue ordinairement à première vue de l'olivine qui est incolore.

Le *diallage* est encore moins coloré que l'augite.

Un même cristal de pyroxène peut présenter des zones concentriques de couleurs variables; en général les zones intérieures sont vertes; l'enveloppe plus oxydée est brune.

Le polychroïsme du pyroxène est à peine sensible, et l'on ne peut même poser une règle constante indiquant la direction d'absorption maximum. Ce faible polychroïsme et cette absorption insignifiante distinguent nettement, dans la plupart des cas, le pyroxène de l'amphibole et de l'hypersthène. Mais il ne faut pas perdre de vue que, dans certains cas très rares, le pyroxène devient sensiblement polychroïque (lorsqu'il est très coloré, en vert par exemple); l'amphibole présente d'autre part des variétés à peine dichroïques; il faut donc toujours contrôler leur détermination par la recherche de la position de leurs axes d'élasticité, qui est suffisamment caractéristique.

Le diallage est généralement dépourvu de polychroïsme.

Structure.

Le pyroxène présente souvent en plaque mince une apparence rugueuse spéciale, qu'il acquiert sous l'influence de certaines actions secondaires. Dans les roches volcaniques fraîches, ses sections sont parfaitement limpides.

Nous énumérerons à ce propos les corps doués d'une apparence ana-

logue : *olivine* (beaucoup plus rugueuse que le pyroxène); *épidote* (moins rugueuse). Puis viennent des minéraux que l'on ne peut d'habitude confondre avec le pyroxène et qui sont plus rugueux que lui : *sphène, zircon, grenat.*

Ces différents minéraux, y compris le pyroxène, présentent aussi sur les bords de leurs plages un relief accusé, qui tient aux réflexions totales qu'amène leur forte réfringence, comparée à celle du milieu feldspathique ou vitreux englobant.

I. L'*augite* se présente en *cristaux de première consolidation*, cassés, corrodés, souvent zonés, un peu postérieurs à l'apatite, au fer oxydulé, au sphène et au péridot, et servant d'inclusion aux autres minéraux en grands cristaux, mica noir, feldspath, néphéline, leucite.

Sous cette forme, il présente des macles fréquentes suivant h^1; au milieu d'un cristal d'augite, on distingue quelques fines bandes hémitropes, parfois une seule; nous connaissons quelques rares exemples de pyroxène présentant autant de bandes hémitropes qu'un feldspath triclinique. Tels sont les augites de certaines porphyrites andésitiques du mont Glandure (Morvan), et des andésites du Cantal.

Pl. XIII, fig. 4.

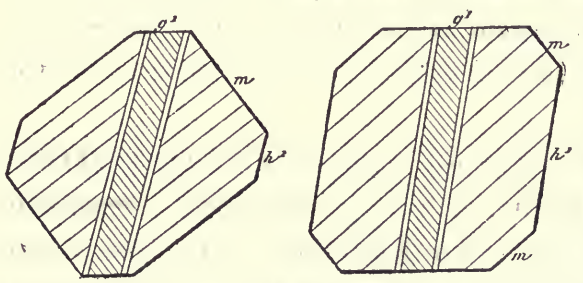


Fig. 97.

Ces mêmes macles se présentent en diagonale lorsque les faces *m*, *m*, prédominent sur $h^1 g^1$, ce qui arrive fréquemment dans certaines andésites.

On connaît aussi l'augite à l'état *granitoïde, de seconde consolidation.* Il se présente alors en grandes plages, sans contours extérieurs polyédriques, englobant les autres minéraux et notamment les cristaux de feldspath auxquels il sert de ciment. C'est principalement sous cette forme qu'il passe au diallage, par lamellisation suivant le plan h^1 (fig. 87).

Enfin l'augite se présente fréquemment aussi sous la forme de *microlithes de seconde consolidation*, légèrement allongés suivant l'arête $h^1 g^1$ et présentant quelques cassures transversales parallèles à *p*; il est fréquem-

ment associé à des microlithes feldspathiques et de fer oxydulé et à une pâte vitreuse. Tels sont les microlithes augitiques des andésites et des labradorites; nous sommes parvenus à reproduire artificiellement une telle association, par voie de fusion ignée et de recuit prolongé à haute température.

Dans les roches à amphigène et à néphéline, les microlithes de pyroxène sont souvent très allongés suivant l'arête $h^1 g^1$.

Les microlithes de pyroxène sont susceptibles de passer à des *formes cristallitiques* d'aspects très divers, tantôt isolées, tantôt groupées en dendrites et en arborisations régulières. Les roches vitreuses naturelles et artificielles, obsidiennes, fonds de creuset de verrerie, laitiers de haut-fourneau, mélange de leucite et de pyroxène artificiels, en présentent de beaux exemples. Pl. XVI, fig. 2. Pl. XLIV, fig. 2.

Le pyroxène se présente aussi comme un *produit métamorphique*, dû à des actions secondaires; c'est ainsi qu'il se développe dans les calcaires à l'état de fassaïte et de diopside, au contact des mélaphyres et des euphotides.

M. vom Rath l'a signalé comme produit par volatilisation de ses éléments à la surface des laves de l'Eiterkopfe près Andernach et au Vésuve. Il existe à Santorin dans les mêmes conditions, à l'état d'augite et de fassaïte, associé à l'anorthite et au sphène, et déposé dans des sortes de tubes qui ont servi de passage aux fumerolles les plus chaudes. Ses petits cristaux constituent une rosée à éclat adamantin.

Les propriétés cristallographiques et optiques de l'augite suffisent en général à le déterminer sous ces divers états : les clivages m m, quoique irréguliers et discontinus, forment un réseau bien nettement reconnaissable et permettent de savoir dans quelle orientation est la section considérée. L'un d'eux est souvent plus continu que l'autre, qui subit de fréquentes interruptions dans la traversée du cristal.

II. Quand le pyroxène granitoïde passe au *diallage*, on voit par places, dans les sections appartenant à la zone ph^1 (fig. 87), de fines stries caractéristiques, très rapprochées l'une de l'autre, servant de bissectrices à l'angle obtus des clivages m, m; c'est alors suivant cette direction (h^1) que

se fait l'extinction du minéral. Cette lamellisation est due à la juxtaposition de nombreux cristaux élémentaires suivant la face h^1; parfois ces cristaux présentent dans le diallage de fines lamelles hémitropes suivant la même face de composition.

Associations.

1° L'augite est un minéral très répandu; on le connaît en grands cristaux et plus rarement en microlithes dans les *porphyrites andésitiques* et dans les *andésites;* en grands cristaux et fréquemment en microlithes dans les *porphyrites labradoriques* et dans les *labradorites,* dans les *mélaphyres* et dans les *basaltes*. Il est à remarquer que l'augite des basaltes est moins souvent maclé que celui des mélaphyres.

Les *phonolithes* et les *leucitophyres* le contiennent en microlithes allongés d'un vert clair très caractéristique; les pointements terminaux ont des facettes moins nettes que dans les autres roches précitées.

Une association remarquable et imprévue, que le microscope a décelée, est celle de grands cristaux de pyroxène dans certaines *micro-granulites;* cette association est maintenant connue dans la série ancienne comme dans la récente : les kersantites, les micro-granulites de Rochesson (Vosges) présentent une belle association de grands cristaux de pyroxène et de mica noir englobés dans la micro-pegmatite; les blocs rejetés par les éruptions les plus anciennes des volcans et comme arrachés à leur base sont dans le même cas.

Pl. X, fig. 2.
Pl. XLVII, fig. 1 et 2.

2° Les *diabases* et les *gabbros* dans la série ancienne, les *dolérites* et les *euphotides* dans la série récente présentent de nombreux exemples de pyroxène en grandes plages granitoïdes, souvent de consolidation plus récente que le feldspath triclinique.

Dans cette série, le pyroxène, généralement presque incolore en plaques minces, passe souvent au diallage. Cette transformation s'opère de préférence sur les bords des plages de pyroxène et ne change pas l'ellipsoïde d'élasticité optique du minéral; mais elle est accompagnée fréquemment d'une modification plus profonde; le minéral verdit, devient polychroïque et présente un réseau de fins clivages beaucoup plus réguliers que ceux du pyroxène; il y a passage à la hornblende et les deux minéraux sont orientés

Pl. XXV, fig. 1 et 2.
Pl. XLII, fig. 1 et 2.

de telle façon que leurs plans h^1 et g^1 se correspondent. La hornblende passe elle-même dans les mêmes roches à l'actinote, à la chlorite et parfois au mica noir.

L'association des différentes espèces de pyroxène et d'amphibole entre elles, et même leur passage de l'une à l'autre, sont des faits très généraux et sur lesquels M. Tschermak a insisté. On connaît l'exemple de l'*ouralite* qui, présentant les formes extérieures du pyroxène, est douée des clivages de l'amphibole; les *phonolithes* présentent, eux aussi, le phénomène de l'ouralitisation; tantôt la transformation en amphibole est périphérique (Mézenc), tantôt elle débute par le centre du cristal (Cantal).

D'autres fois, l'amphibole et le pyroxène se juxtaposent dans les mêmes roches sans épigénie apparente; ainsi les *porphyrites andésitiques et amphiboliques* des environs de Bourbon-Lancy, analogues aux porphyres verts antiques, et de nombreuses *andésites* présentent, noyés dans la même pâte, des cristaux isolés de pyroxène et d'amphibole. Dans ces dernières roches, l'amphibole est brune et le pyroxène vert; en général, l'inverse a lieu dans les roches ante-tertiaires. Pl. XXI, fig. 2.

Les microlithes d'augite s'observent principalement dans les roches de la série labradorique; ils supposent un magma très basique et coexistent souvent avec le péridot en cristaux de première consolidation. Ils abondent dans les porphyrites labradoriques, les labradorites, les mélaphyres, les basaltes, les téphrites, les leuco-téphrites et les limburgites.

I. Les inclusions liquides sont excessivement rares dans le pyroxène; les inclusions vitreuses y sont, au contraire, fréquentes, surtout dans les basaltes. Elles sont souvent composées d'un verre incolore, tandis que la partie vitreuse de la pâte est colorée en brun. Le bain dans lequel les cristaux de pyroxène se sont développés, devait cependant être encore plus ferrugineux que le verre de seconde consolidation; mais l'augite y a comme décanté le fer et la magnésie. Souvent dans chaque inclusion se trouve un petit cristal de fer oxydulé. Inclusions.

Quand l'augite en grands cristaux présente des zones d'accroissement qui témoignent de la lenteur et de la tranquillité avec laquelle les cristaux

de première consolidation se sont développés, souvent les différentes zones sont séparées les unes des autres par des couronnes concentriques d'inclusions diverses, fer oxydulé, inclusions gazeuses ou vitreuses. Alors les parties centrales sont généralement vertes, les zones périphériques brunes; le fer s'est peu à peu oxydé dans le bain qui nourrissait le cristal; souvent une dernière et épaisse zone de fer oxydulé en petits grains microlithiques entoure l'augite d'un cercle noir; parfois aussi les microlithes d'augite, clairsemés dans la pâte, viennent former une couronne aux grands cristaux de première consolidation.

Les cavités à gaz sont très fréquentes dans le pyroxène.

II. Le *diallage* contient des microlithes spéciaux que l'on ne retrouve que dans l'hypersthène, dans certaines amphiboles et dans quelques rares labradors. Ce sont tantôt des rectangles alignés, très étroits et très allongés, tantôt des lamelles brunes à bords déchiquetés. Parfois ces inclusions sont tellement abondantes qu'elles rendent le diallage opaque; elles sont dépourvues de dichroïsme et ne paraissent pas facilement solubles dans les acides. M. Zirkel les considère néanmoins comme composés de gœthite ou de fer oxydulé.

Ces inclusions sont couchées dans des plans parallèles à h^1, plus rarement à g^1, et alignées dans chacune de ces faces parallèlement ou perpendiculairement à l'arête h^1g^1. C'est suivant le plan h^1, ou à peu près, que se produit l'éclat bronzé du diallage.

Actions secondaires. Le pyroxène est plus résistant que l'amphibole aux actions secondaires; son premier stade de décomposition consiste en une décoloration, accompagnée d'un état rugueux qui rappelle celui de l'olivine.

Il est remarquable que le pyroxène n'épigénise jamais l'amphibole, tandis que le contraire (ouralisation) a lieu fréquemment. On le trouve transformé en amphibole, en chlorite, en calcite, en serpentine, en produits ferrugineux et en calcédoine. On peut souvent confondre ses grands cristaux, une fois épigénisés, avec ceux d'olivine, notamment dans les porphyrites et les mélaphyres.

Diagnostic. 1° *Distinction avec l'amphibole.* — La confusion peut être faite lorsque le

pyroxène est dichroïque et lorsque l'amphibole ne l'est pas. Pour éviter toute erreur, la meilleure recherche est celle du gisement des axes d'élasticité dans la zone h^1g^1, où les clivages sont parallèles entre eux et à la longueur des cristaux. L'angle d'extinction maximum pour le pyroxène est de 39°, pour l'amphibole de 0° à 20°. On peut d'ailleurs, dans les cas embarrassants, s'appuyer sur ce fait que, dans un même échantillon, l'amphibole et le pyroxène gardent des colorations constantes et généralement différentes l'une de l'autre à la lumière naturelle.

2° *Distinction avec l'épidote.* — La confusion est possible quand l'épidote n'est pas polychroïque, ce qui lui arrive fréquemment. Quand elle est polychroïque, elle présente des colorations jaune-citron caractéristiques; sinon, ses couleurs de polarisation entre les nicols croisés sont plus vives et surtout douées d'une limpidité particulière. Un seul clivage (p) prédomine dans l'épidote et se trouve parallèle à l'extinction dans la zone ph^1 d'allongement favori. Mais l'épidote se présente souvent en agrégats de petits granules diversement orientés. Elle est alors encore plus en relief que le pyroxène.

3° *Distinction avec l'olivine.* — La confusion n'est possible que pour les variétés incolores de pyroxène, qui généralement ont perdu leurs clivages par actions secondaires, ou au contraire, quand l'olivine possède des clivages et a subi l'altération ferrugineuse. L'olivine en plaque mince ne présente aucune teinte appréciable et n'est jamais maclée. Les extinctions sont un bon moyen de distinction, quand on a affaire à des cristaux à contours polyédriques reconnaissables; on sait que l'olivine est orthorhombique, généralement allongée suivant pg^1 et s'éteignant en long dans cette zone. La zone ph^1 du pyroxène est donc seule susceptible d'être confondue avec la précédente; les différences d'acuïté des pointements, habituels aux deux substances, peuvent alors être utilisées : dans la zone pg^1, l'olivine présente habituellement un pointement g^3g^3 au moins ouvert de 81°; dans la zone ph^1, le pointement $b^{\frac{1}{2}}b^{\frac{1}{2}}$ du pyroxène donne un angle plus obtus d'au moins 120°.

En outre l'olivine a une surface chagrinée irrégulière, tandis que,

lorsque le pyroxène a subi un commencement de décomposition, il est régulièrement érodé en petits parallélogrammes allongés, parallèles les uns aux autres.

Enfin, comme dernière ressource, l'acide chlorhydrique attaque et dissout l'olivine à chaud, tandis qu'il respecte le pyroxène.

Reproduction artificielle.

MM. Berthier et Mitscherlich ont obtenu le pyroxène par fusion de la silice avec les éléments basiques qui entrent dans sa composition.

M. Daubrée a constaté sa présence dans l'épaisseur de tubes de verres traités à 500° ou 600° par l'eau sous pression.

M. Charles Deville l'a obtenu en chauffant au rouge un fragment de grès imprégné de chlorure de magnésium.

Nous avons obtenu par fusion et recuit des associations de pyroxène cristallisé avec les feldspaths (labrador, oligoclase) et avec l'amphigène. Il est en microlithes allongés dans ce dernier cas, globuleux dans les deux autres, absolument comme pour les roches naturelles.

Le pyroxène a été maintes fois constaté dans les laitiers de haut fourneau ; M. Vélain l'a signalé dans les verres provenant de la combustion des pailles de graminées.

RENVOI AUX PLANCHES.

Augite: XVI, 2. — XXI, 2. — XXIV, 2. — XXV, 1 et 2. — XXVI, 1 et 2. — XXVII, 1 et 2. — XXVIII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2. — XXX, 2. — XXXII, 1 et 2. — XXXIII, 1 et 2. — XXXIV, 2. — XXXVI, 1 et 2. — XXXVII, 2. — XXXIX, 1 et 2. — XL, 1 et 2. — XLI, 1 et 2. — XLII, 1 et 2. — XLIV, 1, 2 et 6. — XLVI, 1, et 2. — XLVII, 1 et 2. — XLVIII, 1. — XLIX, 1 et 2. — L, 1 et 2. — LI, 1 et 2. — LII, 1 et 2.

Diallage : XXV, 1 et 2. — XLII, 1 et 2.

AMPHIBOLES

Bibliographie.

Tschermak. Ouvrages déjà cités à propos du pyroxène.

Les plus importantes des amphiboles, au point de vue pétrographique, sont la hornblende et l'actinote.

Propriétés cristallographiques et optiques.

L'amphibole est monoclinique, avec un angle mm sur h^1, égal à 124°11′ et voisin, par conséquent, de celui de l'hexagone régulier.

L'allongement habituel des cristaux se fait suivant l'arête $h^1 g^1$; les faces $h^1 g^1$, quoique fréquentes, ne sont pas aussi développées que mm. Souvent la face h^1 est négligeable et l'amphibole présente des sections hexagonales m, m, g^1, tandis que le pyroxène affecte de préférence la forme octogonale m, m, h^1, g^1.

Section h^1.

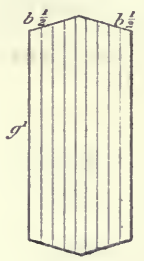


Fig. 100.

Section perpendiculaire à l'arête $h^1 g^1$.

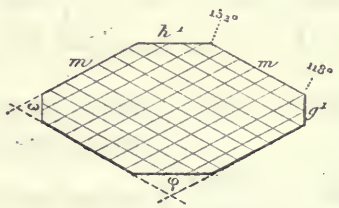


Fig. 98.

Section g^1.

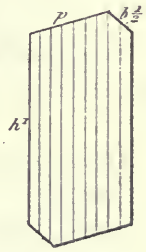


Fig. 99.

Les pointements ordinaires de la hornblende sont composés des faces p ($ph^1 = 104°58'$) et $b^{\frac{1}{2}}$ ($b^{\frac{1}{2}} b^{\frac{1}{2}} = 148°28'$)

Clivages faciles.

Les clivages faciles m, m à angle obtus distinguent nettement l'amphibole du pyroxène dans lequel les mêmes clivages sont presque à angle droit. En plaque mince, ceux de l'amphibole se montrent très réguliers, rectilignes et continus, formant un réseau à mailles assez fines, fort caractéristique dans la zone ph^1.

Cependant il convient de faire une distinction à ce point de vue entre l'actinote et les autres amphiboles; dans l'actinote, les clivages m, m sont moins réguliers, et il s'y joint un état lamelleux suivant h^1, qui rappelle celui du diallage; il est également dû à des accouplements de cristaux et à de fines macles suivant cette face.

Le clivage h^1 apparaît du reste dans les hornblendes elles-mêmes, lorsqu'elles ont subi un commencement d'altération; il est alors dessiné, comme les clivages faciles m, m, par de l'oxyde de fer, qui souligne également les contours des cristaux.

Il est intéressant de retenir la variation de l'angle mm dans les diverses sections de la zone de symétrie ph^1 :

L'angle ω (*fig.* 98, mm sur g^1)	varie d'un minimum de 56° à 180°.
L'angle φ (*fig.* 98, mm sur h^1)	varie d'un maximum de 124° à 0°.

Axes d'élasticité et optiques.

L'amphibole est un minéral négatif dans lequel le plus grand axe d'élasticité sert toujours de bissectrice à l'angle aigu des axes optiques. Ces derniers sont contenus dans le plan de symétrie g^1. On peut considérer ici comme négligeable la dispersion des axes optiques et des axes d'élasticité; M. Des Cloizeaux donne pour 2V les nombres suivants :

Trémolite (la chaux domine sur le fer)	rayons rouges	87° 22′
	partie jaune du spectre	88° 16′
Actinote (chaux et fer en proportions comparables) provenant du Saint-Gothard	rayons rouges	79° 38′
	partie jaune	80° 4
Hornblende (le fer domine sur la chaux) provenant d'un basalte de Bohême (d'après M. Haidinger)		79° 24′

M. Tschermak croit avoir constaté une liaison directe entre la teneur en fer de l'amphibole et l'angle de ses axes optiques, qui diminuerait dans les variétés foncées, riches en fer.

D'après M. Des Cloizeaux, les différentes variétés d'amphibole présenteraient leur arête $h^1 g^1$ à 15° de la normale optique, et leur arête pg^1 à 29° 58′ de la bissectrice.

Nos observations attribuent ces angles seulement aux variétés riches en chaux (trémolite et surtout actinote) ; la hornblende aurait habituellement son arête $h^1 g^1$ se confondant à peu près avec la normale optique, et son arête pg^1 à 14°58′ de la bissectrice.

M. Rosenbusch donne à la hornblende taillée en lames minces suivant g^1 des extinctions qui ne dépasseraient pas en général 15°, à partir de $h^1 g^1$; il cite cependant plusieurs exemples où ces angles auraient atteint jusqu'à 30°.

Pour résumer ce qui précède et abstraction faite de cas exceptionnels, on peut retenir l'angle de 15° pour l'actinote ; cet angle diminue et peut même devenir nul pour la hornblende (fig. 101).

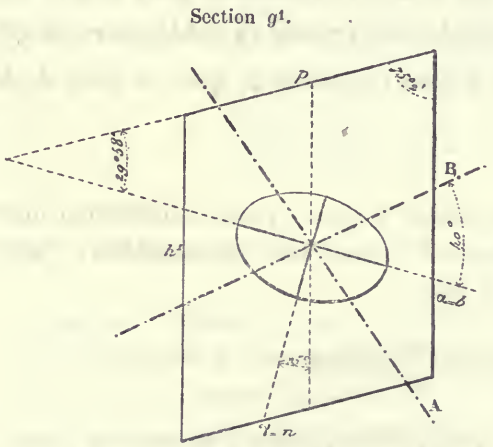


Fig. 101.

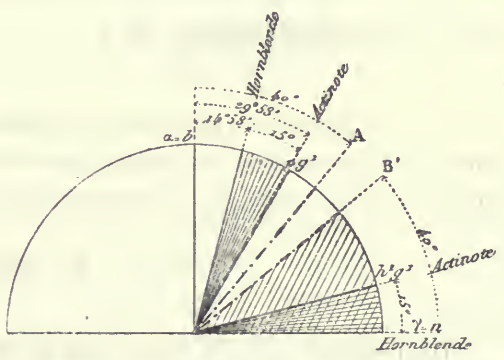


Fig. 102.

Quelques rares variétés d'amphibole (pargasite) sont positives. La dispersion, négligeable à notre point de vue, donne toujours $\rho > \nu$. L'indice moyen $\beta = 1{,}626$, pour les rayons rouges.

Extinctions dans les zones principales.

Conformément aux données exposées page 61, et à celles du croquis figure 102, on voit que, pour l'amphibole, la zone pg^1 tombe dans le segment susceptible d'un maximum, tandis que la zone h^1g^1 n'est pas dans ce cas. Nous allons suivre les extinctions, dans les zones principales, en commençant par la plus importante, et en rappelant que les abscisses représentent l'angle du plan de section avec le plan initial g^1, les ordonnées l'angle d'extinction rapporté à l'arête de zone.

Zone h^1g^1. — La valeur initiale de l'extinction, qui est un minimum, oscille entre 15° et 0°, suivant qu'on a affaire à de l'actinote ou à de la hornblende; elle passe ensuite par un maximum qui, pour l'actinote, ne dépasse pas 15°15′20″ et correspond au plan de la zone faisant avec g^1 un angle de 38°18′25″; puis il y a décroissance continue jusqu'au plan h^1 dans lequel l'extinction s'effectue à 0° de l'arête de zone h^1g^1 (fig. 103).

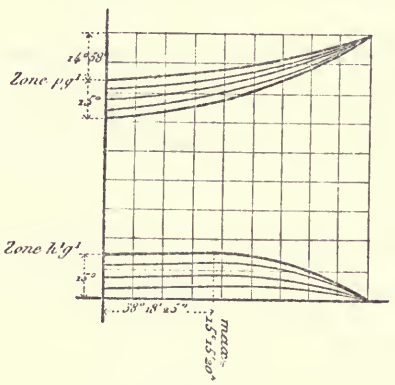


Fig. 103.

Zone pg^1. — D'après les données de l'épure (fig. 102), l'extinction part d'une valeur initiale maximum, variable entre 29°58′ et 14°58′, et s'infléchit vers 0° d'autant plus rapidement que le plan de la zone approche davantage de p.

Clivages faciles.

Clivages faciles. — 1° L'ACTINOTE présente, suivant le plan h^1, une lamellisation marquée qui rappelle celle du diallage: pour la zone h^1g^1 ses traces sont parallèles à l'arête de zone. Dans la *zone* pg^1, ses caractéristiques sont :

$$\varepsilon = 0, \quad \delta = 104°58' = \frac{\pi}{2} + 14°58'.$$

On peut voir que les extinctions de la zone pg^1, rapportées à la trace h^1, partant d'une valeur initiale 15°, doivent passer par un maximum voisin de l'angle précédent, conserver longtemps une valeur voisine de 15°, et redescendre assez brusquement à 0° pour les plans de la zone voisine de p.

2° La HORNBLENDE présente, dans les plaques minces, deux clivages très marqués, plus régulièrement développés que ceux de l'augite, et également suivant les faces *mm*

du prisme. Dans la *zone* $h^1 g^1$, leurs traces se confondent avec celle de l'arête de zone. Cherchons leurs caractéristiques ε et δ *pour la zone* pg^1.

Dans le triangle sphérique rectangle RZh^1 (voir page 352, fig. 94), on a :

$$Zh^1 = 75^\circ\,2' \qquad mg^1 = 62^\circ\,6',$$

d'où
$$\delta = 58^\circ\,37'\,33'';$$
$$\varepsilon = 116^\circ\,0'\,5''$$

et
$$\delta' = \pi - \delta = 121^\circ\,22'\,27'',$$
$$\varepsilon' = \pi - \varepsilon = 63^\circ\,59'\,55'',$$

d'où
$$y_0 = 104^\circ\,58',$$
$$y_{\frac{\pi}{2}} = 61^\circ\,16'\,28'' \quad \text{et} \quad 118^\circ\,43'\,32''.$$

On peut suivre sur l'épure, figure 104, les divers angles d'extinction que comporte le minéral, si l'on cherche à les rapporter aux traces de ces clivages faciles. Quand l'angle

Zone pg^1.

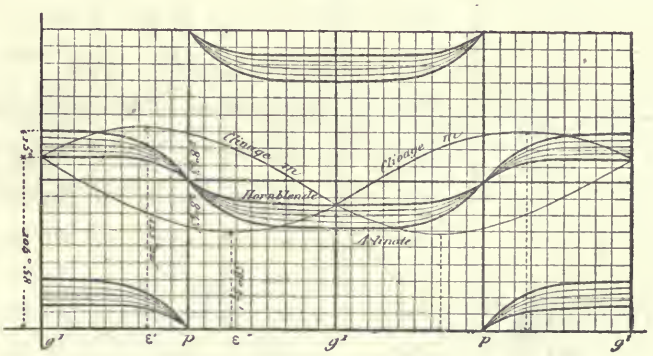


Fig. 104.

initial est 0° (l'arête $h^1 g^1$ se confond avec la normale optique), l'extinction se fait à peu près pour toute la zone suivant la bissectrice des traces de deux clivages *mm*, et passe dans le plan *p* par un maximum de 28° 43′ 32″. Quand l'angle initial est de 15°, pour un des plans *m* l'angle décroît rapidement, passe par 0°, change de sens et atteint pour la face *p* la valeur 28° 43′ 32″ ; pour l'autre plan *m*, l'angle initial de 15° croît d'abord, passe par un maximum dépassant 40° et décroît ensuite jusqu'à la face *p*, où il est égal à 28° 43′ 32″ et correspond à une extinction bissectrice des deux plans *m*, *m*.

Les tableaux suivants, dus à M. Thoulet, pourront servir à suivre avec précision l'angle des clivages *m*, *m*, dans les zones principales.

ZONE pg^1.

I	II	III	IV	I	II	III	IV
0°	57°27′40″	122°32′20″	p	50°	37°31′	142°29′	$e^{0.92}=e^{1}$
5	57 15	122 45	$e^{12.59}$	55	33 31	146 29	$e^{0.77}=e^{\frac{3}{4}}$
10	57 39	123 21	$e^{6.25}$	60	29 16	150 44	$e^{0.64}=e^{\frac{2}{3}}$
15	55 38	124 22	$e^{4.11}$	65	24 59	155 1	$e^{0.51}=e^{\frac{1}{2}}$
20	54 12	125 48	$e^{3.03}$	70	20 2	159 58	$e^{0.49}=e^{\frac{2}{5}}$
25	52 23	127 37	$e^{2.86}$	75	15 10	164 50	$e^{0.29}=e^{\frac{1}{4}}$
30	50 9	129 51	$e^{1.91}$	80	10 11	169 49	$e^{0.19}=e^{\frac{1}{5}}$
35	47 32	132 28	$e^{1.57}$	85	5 7	174 53	$e^{0.10}=e^{\frac{1}{19}}$
40	44 23	135 27	$e^{1.31}$	90	0 0	180 0	g^1
45	41 12	138 48	$e^{1.10}$				

I. Angle de la section avec p.
II. Angle des clivages mm sur g^1.
III. Angle des clivages mm sur h^1.
IV. Notations minéralogiques des sections.

ZONE ph^1.

I	II	III	IV	I	II	III	IV
0°	57°27′40″	122°22′30″	p	0°	57°27′40″	132°32′20″	p
5	56 32	123 28	$a^{23.51}$	5	58 48	121 12	$o^{22.70}$
10	56 0	124 0	$a^{11.93}$	10	60 36	119 24	$o^{11.02}$
15	55 48	124 12	$a^{8.04}$	15	62 52	117 8	$o^{7.09}$
20	56 0	124 0	$a^{7.63}$	20	65 44	114 16	$o^{5.10}$
25	56 32	123 28	$a^{4.85}$	25	69 18	110 42	$o^{3.88}$
30	57 28	122 32	$a^{4.02}$	30	73 38	106 22	$o^{3.04}$
35	58 48	121 12	$a^{3.41}$	35	78 56	101 4	$o^{2.42}$
40	60 36	119 24	$a^{2.93}$	40	85 24	94 36	$o^{1.95}$
45	62 54	117 6	$a^{2.55}$	45	93 14	86 46	$o^{1.56}$
50	65 46	114 14	$^{2.22}$	50	102 46	77 14	$o^{1.23}$
55	69 20	110 40	$a^{1.94}$	55	114 14	65 46	$o^{0.95}=o^{1}$
60	73 40	106 20	$a^{1.70}$	60	127 50	52 10	$o^{0.70}=o^{\frac{7}{10}}$
65	79 0	101 0	$a^{1.47}$	65	143 36	36 24	$o^{0.47}=o^{\frac{1}{2}}$
70	85 28	94 32	$a^{1.27}$	70	161 12	18 48	$o^{0.27}=o^{\frac{1}{4}}$
75	93 20	86 40	$a^{1.07}=a^{1}$	75	179 54	0 6	$o^{0.07}=o^{\frac{1}{20}}$
80	102 52	77 8	$a^{0.89}=a^{\frac{9}{19}}$	75°2′	180 0	0 0	h^1
85	114 20	65 40	$a^{0.71}=a^{\frac{7}{19}}$				
90	127 58	52 2	$a^{0.54}=a^{\frac{1}{2}}$				
95	143 46	36 14	$a^{0.36}=a^{\frac{1}{3}}$				
100	161 24	18 36	$a^{0.18}=a^{\frac{1}{5}}$				
104°58′	180 0	0 0	h^1				

I. Angle de la section avec p.
II. Angle des clivages mm sur g^1.
III. Angle des clivages mm sur h^1.
IV. Notations minéralogiques des sections.

Macle habituelle de l'amphibole. — La seule que nous considérerons ici est la macle suivant h^1 avec axe de rotation perpendiculaire. Macle suivant h^1.

1° *Zone* $h^1 g^1$. — Conformément à ce qui a été dit à propos du pyroxène (page 355), les courbes d'extinction des deux cristaux sont symétriques par rapport à l'axe des x qui représente la ligne de macle. Dans le cas des hornblendes pour lesquelles $h^1 g^1$ se confond avec la normale optique, ces deux courbes elles-mêmes se confondent avec l'axe des x (*fig.* 105).

Zone $h^1 g^1$.

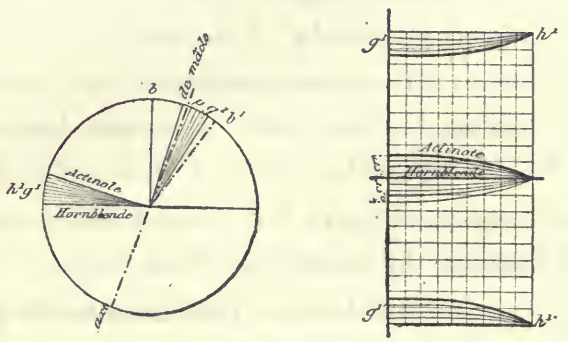


Fig. 105.

2° *Zone* pg^1. — L'axe de rotation de la macle étant perpendiculaire à l'arête $h^1 g^1$, fait avec la bissectrice b du premier cristal (fig. 105) un angle variable entre 15° et 0°; la bissectrice b' du second cristal est donc amenée, après rotation, à une distance angulaire de b variable entre 30° et 0°.

Zone pg^1.

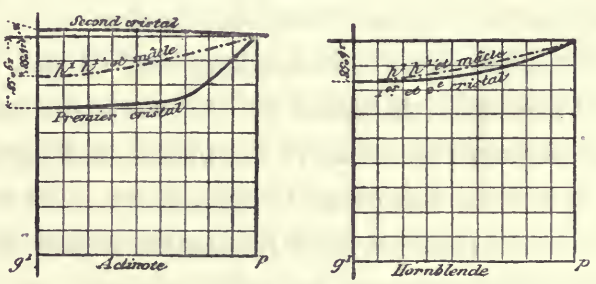


Fig. 106.

Il en résulte que, pour l'actinote, la courbe d'extinction du second cristal suit à 2′ près l'axe des x; en d'autres termes, le second cristal s'éteint parallèlement à l'arête de zone. Pour la hornblende, au contraire, les deux courbes afférentes aux deux cristaux peuvent arriver à se confondre pour une valeur initiale de l'angle d'extinction égale à 14° 58′; les deux cristaux maclés s'éteignent alors simultanément.

Les plans h^1, $h^{1'}$ et la ligne de macle sont représentés par la courbe déjà connue du plan h^1; on voit que, pour l'actinote, elle sert à peu près de bissectrice aux angles d'extinction, tandis que, pour certaines hornblendes, elle se confond à peu près avec les diverses directions d'extinction (fig. 106).

Résultats pratiques.

1° *Hornblende.* — A) Dans les plaques minces de roches éruptives, la hornblende se montre parfois en grains irréguliers, mais plus souvent en cristaux allongés suivant l'arête $h^1 g^1$. La zone $h^1 g^1$ a donc une importance capitale. L'extinction s'y fait, comme pour la zone ph^1, suivant la longueur, ou au moins sous des angles très petits ; c'est une des propriétés les plus caractéristiques de la hornblende. On est prévenu qu'on a affaire à une section de cette zone, par le fait que les clivages faciles *mm* sont parallèles entre eux et à la longueur du cristal (fig. 99 et 100).

B) La zone ph^1, perpendiculaire au plan de symétrie g^1, donne des sections en losanges tronqués généralement par g^1 ; ces troncatures sont opposées au plus grand angle *mm* qui, dans cette zone, peut dépasser 124°.

Les extinctions se font constamment suivant la bissectrice de cet angle (fig. 98).

C) Les extinctions suivant la zone pg^1 ne sont pas susceptibles d'application pratique ; retenons cependant qu'elles se font aussi à peu près suivant la bissectrice des traces des plans de clivage facile.

D) Dans les cristaux maclés, le fait dominant est que, l'axe de rotation de la macle étant très voisin de la bissectrice, les cristaux maclés s'éteignent à la limite simultanément et donnent les mêmes couleurs de polarisation, quelle que soit la section. Les plans de clivage *mm*, $m'm'$ restent parallèles deux à deux ; les extinctions les plus fréquentes se produisent à peu près suivant leur bissectrice commune (fig. 104).

2° *Actinote.* — A) Dans la zone $h^1 g^1$, l'extinction reste à environ 15° pendant plus du tiers de la rotation du plan de zone, pour tomber ensuite à 0° dans la face h^1. Les sections allongées sont fibreuses, suivant la trace du plan h^1, ici parallèle à l'allongement.

B) *Zone* ph^1. — Les extinctions se font constamment suivant la trace

de h^1, parallèle à la bissectrice de l'angle obtus mm ; mais il convient de remarquer que l'actinote fibreuse des roches donne rarement des sections aussi nettes que la hornblende.

C) *Zone* pg^1 difficile à reconnaître ; l'angle d'extinction reste longtemps à environ 15° de la trace du plan h^1, et là encore l'angle de 15° est caractéristique de l'actinote.

D) Dans les cristaux d'actinote maclés, la zone $h^1 g^1$, généralement parallèle à la longueur des fibres, est intéressante au point de vue pratique ; l'extinction s'y fait symétriquement par rapport à la ligne de macle et comprend un angle variable entre 30° (maximum 30°30′40″) et 0°. Les couleurs de polarisation doivent être les mêmes et différer seulement d'intensité (fig. 105).

Les couleurs de polarisation de l'amphibole sont moins vives que celles du pyroxène et restent dans les tons jaune, vert ou brun. Coloration et polychroïsme.

L'*actinote*, en plaques minces, se montre d'un vert émeraude pâle ; les microlithes sont souvent incolores. La *hornblende* est verte ou brune, parfois très colorée. L'*arfvedsonite* est d'un vert bleuâtre ; enfin la *glaucophane* d'un beau bleu clair.

Toutes ces variétés sont sensiblement polychroïques, d'autant plus en général qu'elles sont plus colorées ; on voit parfois en effet, notamment dans les diorites qui accompagnent certains gîtes de fer oxydulé (Joachimsthal en Bohême, Les Epériaux, près Autun, dans le Morvan), et dans les dacites (Santorin), des hornblende de coloration très variable, juxtaposées dans une même plaque mince, et se faisant suite dans une même plage. L'ellipsoïde d'élasticité est le même pour toutes ces variétés, mais le polychroïsme varie dans les limites les plus étendues. Pl. XXIII, fig. 1 et 2.

L'absorption est maximum lorsque le rayon polarisé incident vibre parallèlement à la normale optique, qui se confond avec le plus petit axe d'élasticité (γ) et à peu près avec l'arête $h^1 g^1$; on a :

$$\gamma > \beta > \alpha.$$

Il en résulte que dans la *zone* $h^1 g^1$ d'allongement favori, l'amphibole

se comportera comme le mica, au point de vue du polychroïsme ; ses sections les plus foncées auront les traces des clivages faciles à peu près parallèles au plan principal du nicol.

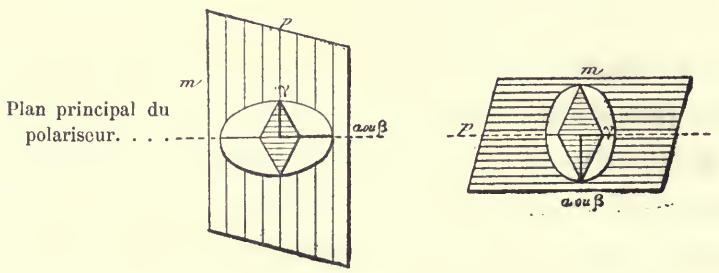


Fig. 107.

La *zone* ph^1 présente quelques particularités intéressantes : dans les faces voisines de la section droite du prisme et notamment dans la face *p*, le maximun de coloration se produit lorsque le plan principal du nicol contient l'ortho-diagonale (β), car l'autre axe de l'ellipse de section est voisin de α, et l'on sait que l'absorption est plus grande suivant β que suivant α.

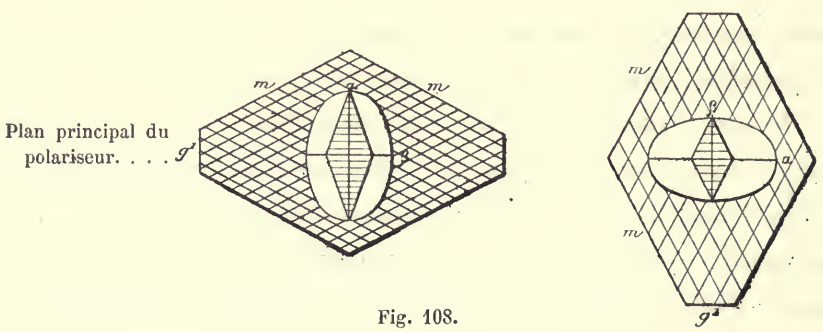


Fig. 108.

Au contraire, dans les sections de cette même zone qui se rapprochent de h^1, l'ellipse de section a pour axes l'orthodiagonale (β) et un axe voisin de γ ; c'est suivant ce dernier axe que se produit le maximum d'absorption. On voit, par les croquis (fig. 108 et 109), que la coloration la plus intense se produira en général lorsque le plan principal du nicol coïncidera avec l'angle aigu des clivages *m*, *m*.

On constate souvent les couleurs suivantes de polychroïsme dans la hornblende :

Suivant α. . . . . teinte pâle verdâtre ou bleuâtre.
Suivant β. . . . . teinte moyenne jaune.
Suivant γ. . . . . teinte foncée brune.

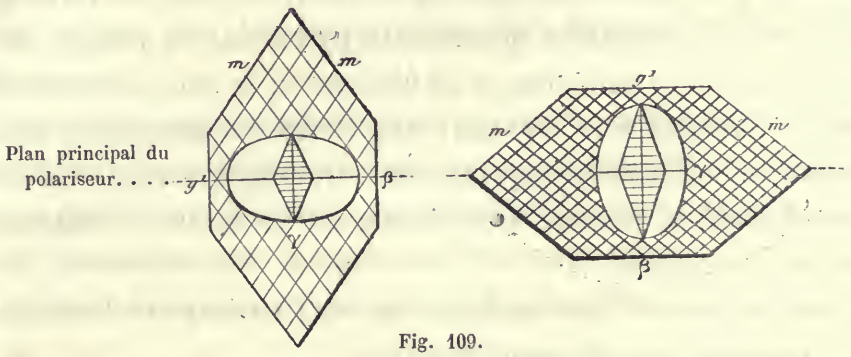


Fig. 109.

Structure.

Les cristaux d'amphibole sont généralement cannelés ; cette structure est très marquée dans les prismes d'actinote, surtout quand ils sont d'assez grandes dimensions. Elle se décèle au microscope par la juxtaposition d'un grand nombre de petits cristaux polysynthétiques. L'amphibole est plus rarement maclée que le pyroxène ; elle ne présente qu'exceptionnellement plusieurs lamelles hémitropes accouplées.

I. On rencontre fréquemment la HORNBLENDE en *grands cristaux* de première consolidation ; elle est cependant loin d'être aussi commune sous cet état que le pyroxène.

La hornblende existe aussi en *plages granitoïdes* de seconde consolidation ; tantôt elle moule les feldspaths et se présente sous un aspect déchiqueté caractéristique, tantôt elle paraît avoir cristallisé simultanément avec eux ; dans ce dernier cas, elle offre des groupements de cristaux réguliers tantôt parallèles, tantôt divergeant d'un centre unique et rappelant les dessins du quartz dans les pegmatites graphiques (gneiss amphibolique de Martigny, près Autun).

Enfin la hornblende se présente, assez rarement, sous forme de vrais *microlithes*, constituant un des éléments du magma de seconde consolidation dans les roches trachytoïdes (porphyrite de Cressy-sur-Somme, Saône-et-Loire).

II. L'ACTINOTE, qui est le plus souvent un minéral secondaire, se présente sous forme de prismes très allongés suivant $h^1\,g^1$, parallèles entre eux ou formant les rayons de secteurs en éventail, de petite ouverture. Elle constitue tantôt de véritables épigénies du pyroxène, du diallage ou de la hornblende, tantôt le remplissage de filonnets et de vacuoles secondaires.

C'est un minéral très répandu sous forme de microlithes isolés, à peine verdâtres ou incolores, à pointements très aigus, servant d'inclusions à un grand nombre de minéraux récents ou secondaires, notamment à l'éléolite et à la sodalite.

On peut cependant citer quelques cas où l'actinote est de seconde ou même de première consolidation (variolites).

Associations.

I. La *hornblende* se trouve en *grands cristaux* de première consolidation dans les micro-granulites, les porphyrites à amphibole et à pyroxène; dans les trachytes, les phonolithes, les andésites et les labradorites.

Elle se présente en plages et agrégats *granitoïdes* dans les gneiss amphiboliques, les diorites et les syénites. Elle épigénise souvent le pyroxène dans les diabases et les dolérites, dans les gabbros et les euphotides (voir page 360).

Nous la connaissons en *microlithes* dans certaines porphyrites (Bourbon-Lancy).

II. L'*arfvedsonite* a été rencontrée dans la syénite zirconienne, associée à l'éléolite et à la sodalite.

III. La *glaucophane* constitue l'un des éléments de certaines éclogites à smaragdite, grenat, épidote.

IV. L'*actinote* existe à l'état secondaire dans un grand nombre de roches, notamment dans les gabbros et les euphotides (ophites), et dans certaines porphyrites du terrain carbonifère (porphyres noirs du Morvan).

En cristaux de première consolidation, elle est associée au pyroxène et à l'oligoclase dans les sphérolithes de la variolite de la Durance; elle

abonde également dans la pâte de la même roche, où elle paraît postérieure à la fluidalité et même aux fissures perlitiques.

L'amphibole est généralement pauvre en inclusions caractéristiques. Dans les roches granitoïdes, elle renferme parfois les mêmes microlithes incolores que le quartz (voir page 198). On y rencontre exceptionnellement les lamelles brunâtres fréquentes dans le diallage et dans l'hypersthène. Les grains de fer oxydulé et les microlithes d'apatite se présentent constamment dans l'amphibole. Le fer oxydulé l'entoure parfois d'une couronne opaque. Inclusions.

Les actions secondaires attaquent facilement l'amphibole, transforment la hornblende en actinote, en mica noir, puis en chlorite, parfois en épidote, en calcite, en serpentine, en produits ferrugineux opaques. Actions secondaires.

Diagnostic.

1°) Distinction avec le mica noir (voir page 342).

2°) Distinction avec le pyroxène (voir page 362).

Omphazite, smaragdite.

On a distingué sous le nom d'*omphazite* une variété de pyroxène habituelle aux éclogites (partie des diorites ou des diabases), roches composées de grenat, d'omphazite, de disthène, de smaragdite, de glaucophane, d'épidote. On ne connaît l'omphazite qu'en grains sans contours cristallins extérieurs. Les propriétés optiques, les clivages, l'absence habituelle de polychroïsme le rangent, comme sa composition, dans la classe des pyroxènes ferrifères et alumineux (augite). Parfois un clivage facile suivant h^1 le rapproche du diallage, dont il contient aussi par places les microlithes caractéristiques. On voit que ce pyroxène ne mérite pas un nom spécial.

La *smaragdite,* qui lui est associée dans les éclogites, est une hornblende vert d'herbe que son polychroïsme assez intense et ses clivages conformes à ceux de l'amphibole permettent de distinguer facilement. Il est probable que l'association de l'omphazite et de la smaragdite rentre dans la catégorie des faits d'ouralitisation dont il a été parlé page 360.

Reproduction artificielle.

Jusqu'à présent l'amphibole n'a pas été reproduite; quand on fond un mélange de wernérite et d'amphibole, on obtient une association de

microlithes de labrador et de pyroxène. L'amphibole ne paraît donc pas être un produit direct de fusion ignée.

RENVOI AUX PLANCHES.

Actinote : V, 1 et 2. — XXI, 2. — XXIV, 2. — XLV, I.
Hornblende : I, 1. — VI, 1 et 2. — VIII, 1 et 2. — IX, 1 et 2. — XXI, 2. — XXIII, 1 et 2. — XXIV, 1. — XXV, 1 et 2. — XXVIII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2. — XXX, 1. — XXXI, 1 et 2. — XXXVII, 1. — XXXVIII, 1 et 2. — XLII, 1 et 2. — XLV, 1. — XLVI, 1 et 2.
Glaucophane : I, 2.

HYPERSTHÈNES

Des Cloizeaux. *Note sur la classification des roches dites hypérites et euphotides.* Bull. Soc. géol. 1864, XXI, 105.

Kosmann. *Ueber das Schillern und den Dichroïsmus des Hypersthens.* N. Jahrb. für Min. 1869, 532.

Tschermak. *Mikrosk. Untersch. d. Miner. der Augit-, Amphibol- und Biotitgruppe.* Académie des sciences de Vienne, 1869.

— *Ueber Pyroxen und Amphibol.* Mineral. Mittheilungen, 1871, 17.

Bibliographie.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Les minéraux du groupe de l'hypersthène sont orthorhombiques; l'angle *mm* (sur h^1) varie de 93° à 93° 30′, depuis l'enstatite non ferrugineuse jusqu'à l'hypersthène très ferrugineux.

Il existe un clivage très facile suivant g^1, et d'autres moins faciles suivant *m*, *m* et parfois h^1.

Axes d'élasticité et optiques.

Le plan des axes optiques coïncide avec g^1. Le plus petit axe d'élasticité γ est parallèle à l'arête verticale $h^1 g^1$. Le plus grand α coïncide avec la plus courte diagonale pg^1.

L'angle des axes optiques varie avec la teneur en fer : l'hypersthène est négatif et 2V oscille entre 58° et 82°; l'enstatite est positive et 2V oscille entre 90° et 69°. Les bronzites remplissent la lacune entre l'hypersthène et l'enstatite, et cette série constitue un bel exemple de déformation progressive de l'ellipsoïde d'élasticité avec la teneur en fer.

La dispersion est négligeable, $\rho > \nu$. L'indice moyen β a pour valeur 1,639.

Extinctions dans les zones principales. — Dans les zones $h^1 g^1$, ph^1, pg^1, les extinctions ont lieu suivant la trace du clivage facile g^1. La zone d'allongement favori est $h^1 g^1$.

Couleurs de polarisation. — Elles sont assez vives, et se montrent intermédiaires entre celles du pyroxène et celles de l'amphibole.

Hypersthène. Section g^1.

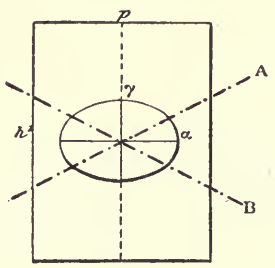


Fig. 110.

Enstatite. Section g^1.

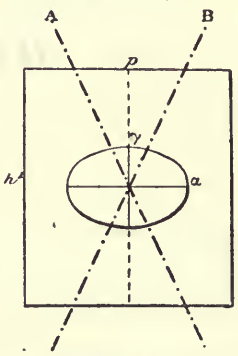


Fig. 111.

Coloration, polychroïsme. — La coloration est variable avec la teneur en fer. L'hypersthène est brun, parfois très foncé, comparable à l'amphibole ou même au mica noir. L'enstatite sé montre à peine verdâtre ou brunâtre en plaques minces et rappelle le diallage.

Tous deux présentent sur leurs bords un certain relief dû aux réflexions totales.

Le polychroïsme de l'hypersthène atteint l'intensité de celui de l'amphibole ; l'absorption maximum a lieu suivant l'arête $g^1 h^1$ (γ) ; on a : $\gamma > \alpha > \beta$.

On constate assez fréquemment la gamme de colorations suivante :

Suivant β.... ton brunâtre.

Suivant α.... rouge.

Suivant γ.... vert foncé.

Ces diverses propriétés s'atténuent dans l'enstatite, qui est à peine polychroïque en plaques minces.

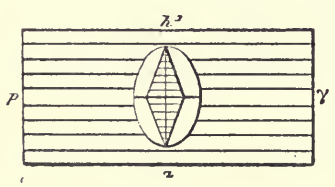


Fig. 112.

Structure. Les clivages, notamment le plus facile g^1, sont marqués dans les plaques minces par de fines stries cannelées très caractéristiques ; dans quelques bronzites, ces stries sont ondulées.

Le plus souvent les hypersthènes se présentent en plages *granitoïdes* de deuxième consolidation ; cependant on les connaît aussi en *grands cristaux* de première consolidation soit dans la série granitoïde, soit même dans la série trachytoïde ; on ne les a jamais signalés sous forme microlithique.

Associations.

On a fait une classe spéciale des roches où l'hypersthène se présente à l'état granitoïde (*norites, hypérites*) ; en réalité elles se relient intimement aux gabbros et aux euphotides, et même aux diabases et aux dolérites ; l'hypersthène y est parfois associé au diallage, de façon à avoir les mêmes plans g^1 et h^1 que lui.

La ponce de Santorin (andésite à pyroxène) contient de nombreux cristaux d'hypersthène de première consolidation, allongés suivant $g^1 h^1$ ($0^{mm},1$ sur $0^{mm},7$), présentant les faces g^1, h^1, h^2, g^2, g^3 et un pointement surbaissé. Un traitement par l'acide fluorhydrique isole ces cristaux et permet d'en mesurer les angles.

L'enstatite est commune dans les *péridotites*, les *lherzolithes* et certaines *serpentines ;* c'est donc un minéral qui s'associe aux roches les plus basiques.

Inclusions.

L'hypersthène et l'enstatite contiennent fréquemment du fer oxydulé et aussi les lamelles brunes caractéristiques du diallage. Elles paraissent ici rhombiques lorsque leurs bords ne sont pas irrégulièrement déchiquetés, comme il arrive généralement aux plus grandes d'entre elles. Parfois on les voit s'allonger beaucoup suivant un de leurs côtés.

Elles sont constamment couchées à plat dans la face g^1 ; toute autre section n'en montre que la tranche, sous forme de granules à peu près opaques en alignements parallèles. Dans le plan g^1, elles sont alignées parallèlement ou perpendiculairement à $h^1 g^1$, ou encore faisant avec cette direction un angle d'environ 30°.

Le reflet métallique de l'hypersthène est dû à la réflexion de la lumière sur ces petites lamelles ; comme pour le plan h^1 du diallage, cette réflexion ne paraît pas se produire toujours exactement dans g^1, mais dans un plan voisin.

On connaît mal la nature de ces inclusions ; elles sont insolubles dans les acides et peu fusibles. On les a successivement rapportées au diallage,

puis à la brookite; mais ce sont là des hypothèses peu satisfaisantes.

Diagnostic.

1°) Distinction avec le *diallage :* L'hypersthène en plaque mince est plus coloré et beaucoup plus polychroïque. L'enstatite ne peut être distinguée par les mêmes caractères; mais les extinctions caractéristiques à 39° du diallage, dans les zones h^1g^1 et pg^1, sont ici remplacées par des extinctions généralement parallèles aux traces des clivages.

2°) Distinction avec l'*amphibole :* La zone h^1g^1 est la seule qui prête à confusion; car, dans les autres zones, l'amphibole présente deux clivages caractéristiques. L'amphibole est généralement aussi polychroïque que l'hypersthène; elle contient rarement les inclusions de ce dernier minéral; elle est moins finement cannelée que lui.

3°) Dans quelques cas très rares, on peut confondre un hypersthène très brun avec le *mica noir.* Ce dernier minéral présentera des sections hexagonales dépourvues de cannelures; quand il se montrera en sections cannelées, les cannelures seront plus largement espacées et l'extinction se fera toujours rigoureusement suivant leur direction; ce qui n'a lieu pour l'hypersthène que dans les trois zones principales.

4°) Distinction entre l'enstatite et l'*olivine* (voir page 392).

Reproduction artificielle.

Ebelmen a obtenu l'enstatite en fondant à haute température les éléments de ce minéral dans l'acide borique et volatilisant le dissolvant en excès.

ANNEXE A L'ENSTATITE. BASTITE.

La bastite provient vraisemblablement de l'hydratation de l'enstatite; mais elle a une individualité optique; orthorhombique comme l'enstatite, avec un clivage facile suivant g^1, elle contient ses axes optiques dans la face h^1.

La bissectrice négative α coïncide avec la plus grande diagonale de la base ph^1. L'angle 2V est très variable.

Le pléochroïsme est très faible dans les teintes verdâtres.

La bastite montre au microscope de fines stries parallèles à g^1, parfois ondulées comme dans certaines bronzites. Son reflet nacré est dû à ces cassures et parallèle à g^1.

Section h^1.

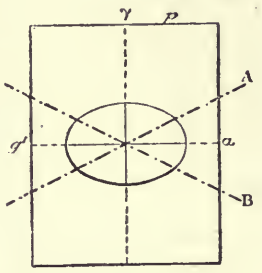


Fig. 113.

On trouve ce minéral en cristaux mal formés dans la serpentine; il y contient, à titre d'inclusions, de fines aiguilles incolores, seulement visibles aux forts grossissements, et qui pullulent tellement par places, qu'elles rendent la bastite opaque.

La bastite est souvent difficile à distinguer au microscope de l'enstatite; elle est plus verdâtre, et passe à la serpentine par gradations insensibles : les cannelures de la bastite sont plus fines; ses inclusions allongées, quand elles se présentent, sont caractéristiques.

RENVOI AUX PLANCHES.

Hypersthène : XXXIV, 1. — XLII, 1 et 2. — LV, 1 et 2.
Enstatite : XL, 1. — LII, 1. — LIII, 1 et 2.
Bastite : LIII, 2. *cf.* (XXXVIII) *u* - XXVI *u*- XXVII.

PÉRIDOT (OLIVINE, FAYALITE)

Bibliographie.

ROSENBUSCH. *Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhles.* N. Jahrb. f. Min. 1872, 59.
TSCHERMAK. *Beobacht. über die Verbreitung des Olivin in den Felsarten.* Acad. des sc. de Vienne, juillet 1867.
VÉLAIN. *Description géol. de l'île de la Réunion, etc.* Thèse inaugurale, Paris, 1878.
ZIRKEL. *Untersuchungen über die mikrosk. Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine.* Bonn, 1870.

Propriétés chimiques.

Le péridot est un monosilicate ferro-magnésien dans lequel le rapport des quantités d'oxygène qui correspondent aux bases monoxydes et à la silice est le suivant :

$$(\dot{Mg},\ \dot{Fe}) : \tfrac{1}{2}\ \ddot{Si} = 1 : 1.$$

Deux variétés de ce minéral sont seules représentées dans les roches. L'une d'elles, l'olivine, est de beaucoup la plus répandue; elle est presque exclusivement magnésienne; cependant elle n'est jamais entièrement dépourvue de protoxyde de fer. Sa couleur vert-bouteille, quand elle est en cristaux visibles à la loupe, tient à la présence de cet oxyde dans sa constitution.

La seconde variété est la fayalite; elle contient presque autant de protoxyde de fer que de magnésie.

Souvent le péridot renferme en outre de petites quantités de chaux, de protoxyde de manganèse et même d'alumine. Ces substances y proviennent en grande partie des inclusions que possède le péridot et aussi des produits introduits par l'effet des actions secondaires.

Le poids spécifique de l'olivine est compris entre 3,2 et 3,5.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Le péridot appartient au système orthorhombique. Ses formes habi-

tuelles sont déterminées par une combinaison des faces g^1, g^3, h^1, a^1, e^1, $e^{\frac{1}{2}}$ et $b^{\frac{1}{2}}$.

La fayalite se montre dans les roches en cristaux nettement terminés. L'olivine est au contraire presque toujours en grains irrégulièrement arrondis; les angles des cristaux sont émoussés, les arêtes courbes; cependant on peut encore, dans un grand nombre de sections, reconnaître les formes cristallines qu'affecte chaque échantillon.

Section p. Section g^1.

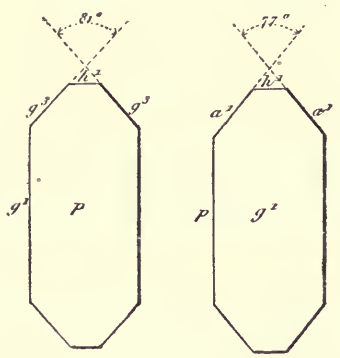


Fig. 114. Fig. 115.

Les cristaux d'olivine sont allongés suivant l'arête pg^1. Les sections symétriques sont fréquentes. Celles qui appartiennent à la zone pg^1 sont en général octogonales. Les figures 114 et 115 représentent la configuration ordinaire des sections parallèles à p et à g^1. Dans les premières, l'angle du pointement $g^3 g^3$ sur h^1 est de 81°; dans les secondes, l'angle du pointement $a^1 a^1$ sur h^1 est de 77°.

La face h^1 est presque toujours très petite; souvent l'usure des angles le fait disparaître, de telle sorte que les sections dans la zone pg^1 deviennent hexagonales.

Le péridot n'est jamais maclé.

Les axes d'élasticité coïncident en direction avec les axes cristallographiques, mais leurs rapports de grandeur ne varient pas dans le même sens. Le plus grand axe d'élasticité (α) coïncide avec l'arête ph^1, β avec pg^1, γ avec $g^1 h^1$.

Les trois indices de réfraction, appartenant aux rayons qui vibrent suivant les directions des axes, sont représentés par les nombres: 1,661; 1,678; 1,697.

Le plan des axes optiques est parallèle à la face h^1. L'angle de ces axes est égal à 87° 46′; cependant on l'a trouvé légèrement variable. La bissectrice est positive.

Dans les sections symétriques, l'extinction a lieu parallèlement aux côtés ou aux diagonales de la figure. Dans les sections dissymétriques, elle

se fait sous des angles variables, qu'il est le plus souvent très difficile d'apprécier à cause des inégalités du contour observé.

Couleurs de polarisation.

Les couleurs de polarisation sont vives et souvent des plus belles. A épaisseur égale, elles sont ordinairement beaucoup plus éclatantes que celles de l'augite.

Coloration et polychroïsme.

L'olivine est incolore en plaques minces; elle n'est pas sensiblement polychroïque. La fayalite est brune et très polychroïque.

Structure.

L'olivine vue au microscope en section mince offre une surface chagrinée, comme celles que présentent en général les sections analogues des minéraux durs. En outre, elle affecte une apparence de relief qui tient à la valeur élevée de ses indices de réfraction, comparée à celles des substances ambiantes.

En gros cristaux, l'olivine manifeste deux clivages, l'un parallèlement à h^1, l'autre plus difficile parallèlement à g^1. Dans les coupes microscopiques, ces deux clivages se manifestent rarement; quand ils apparaissent, leurs traces sont attestées par deux séries de lignes fines qui s'entrecroisent à angle droit sur les sections appartenant aux zones ph^1 et pg^1. Une seule des deux séries reste visible quand la section est précisément parallèle soit à g^1, soit à h^1. Ordinairement les sections minces de l'olivine ne présentent aucune trace régulière des deux clivages dont il vient d'être question, mais elles sont traversées de fentes nombreuses, curvilignes, distribuées sans ordre et laissant entre elles des mailles inégales. Il n'est pas rare cependant de voir ces fentes disposées tangentiellement aux faces du cristal, de telle sorte que leurs traces sur les plans de section affectent l'apparence de fissures perlitiques.

Pl. XXXIX, fig. 1 et 2.

Pl. XXXVII, fig. 2.

Pl. XLI, fig. 1 et 2.

A part quelques rares exceptions, c'est toujours à l'état de cristaux de première consolidation que l'olivine se trouve dans les roches. Ses échantillons sont arrondis sur les bords, déformés et souvent cassés, comme s'ils avaient subi des actions mécaniques intenses; leurs dimensions ne descendent pas généralement au-dessous d'une certaine limite et se distinguent aisément des grains microlithiques plus petits, appartenant aux autres minéraux dont ils sont accompagnés. Le fer oxydulé et la picotite sont les

seules substances cristallines qu'on y trouve à l'état d'inclusions. D'autre part, les dimensions considérables des cristaux d'olivine font qu'elle est très rarement enclavée dans d'autres minéraux, mais tous les cristaux qui coexistent avec elle dans les roches se moulent sur ses contours, les emboîtent ou les contournent en traînées fluidales, de telle sorte qu'ils sont évidemment de formation postérieure. En un mot, l'olivine est l'un des premiers minéraux consolidés dans les roches; elle s'est développée en grands cristaux durant le stade tranquille de première consolidation et ne s'est plus reproduite que rarement durant le second stade. Cette particularité tient probablement aux modifications opérées dans la température ou dans l'état physique du magma et surtout aux changements qu'il a éprouvés dans sa composition chimique, par le fait même des cristallisations opérées dans son sein. Les minéraux de la première consolidation sont plus basiques que le magma qui leur a donné naissance; leur cristallisation a donc eu pour effet d'enrichir ce magma en silice. Par suite, il n'est pas étonnant de voir le second stade de consolidation donner naissance à des minéraux plus riches en silice que ceux du premier. L'absence de l'olivine dans les produits du second stade semble donc une conséquence logique de cet ordre de faits.

Néanmoins l'olivine se présente aussi, mais exceptionnellement, en plages granitoïdes de seconde consolidation et même parfois en véritables microlithes à contours cristallins nettement déterminés.

Associations. L'olivine se montre dans les roches ante-tertiaires aussi bien que dans les roches tertiaires et post-tertiaires, mais elle est plus fréquente dans ces dernières et y joue un rôle plus considérable. On l'observe dans des roches à structure granitoïde, telles que les diabases, les gabbros, les euphotides, et plus abondamment encore dans des roches à structure trachytoïde, telles que les mélaphyres, les basaltes, les téphrites, les néphélinites, les leucitites.

Accessoirement elle se montre dans des roches plus acides, telles que les porphyrites labradoriques et les labradorites augitiques à pyroxène.

Enfin elle constitue l'élément le plus caractéristique dans la plupart

des roches sans feldspath : péridotites, lherzolithes, limburgites, quels que soient leur âge et leur structure.

L'augite, le fer oxydulé et accessoirement le fer titané et l'apatite l'accompagnent dans toutes les roches qui viennent d'être énumérées ci-dessus.

Les seuls feldspaths qui lui soient associés sont l'oligoclase, le labrador et l'anorthite. Elle est fréquente dans les roches basiques à néphéline et à leucite et s'y rencontre souvent avec l'haüyne.

L'enstatite, le diallage, l'augite, le labrador ou l'anorthite sont avec elle les éléments essentiels des gabbros et des euphotides.

Dans les porphyrites labradoriques, l'olivine se rencontre avec le mica noir, mais il semble exister un certain antagonisme entre eux ; quand l'olivine devient abondante, le mica noir est remplacé par de l'augite, ces deux minéraux étant alors l'un et l'autre de seconde consolidation. C'est là un passage des porphyrites aux mélaphyres. Il y a un type de mélaphyres exclusivement composé de grands cristaux de péridot et de fer oxydulé associés à des microlithes de fer oxydulé et d'oligoclase ou de labrador.

L'amphibole, quoique rare dans les roches à péridot, n'y fait pas entièrement défaut.

L'olivine est à l'état de plages granitoïdes de seconde consolidation dans les péridotites et les lherzolithes. Elle y est associée à l'enstatite, au diallage, au fer chromé. Un grand nombre de serpentines ont ces roches pour origine.

L'olivine en microlithes a été observée dans les laves basaltiques de la Réunion.

Inclusions.

Le fer oxydulé, inclus dans l'olivine, est en granules arrondis ou en petits cristaux. La picotite s'y montre à l'état de petites lamelles d'un brun foncé, rectangulaires ou en losanges, plus rarement sous forme de petits octaèdres réguliers. On trouve aussi dans l'olivine des cavités à gaz, des inclusions vitreuses avec ou sans bulle et des inclusions liquides à bulle mobile. Le liquide de ces inclusions est presque toujours de l'acide carbonique.

Les inclusions sont généralement beaucoup moins communes dans l'oli-

vine que dans l'augite et dans les feldspaths, associés avec elle comme éléments d'une même roche. Tantôt elles sont disséminées sans ordre, tantôt elles sont disposées en traînées, particulièrement quand ce sont des cavités à gaz ou des inclusions vitreuses.

Actions secondaires.

L'olivine est très fréquemment altérée; dans la plupart des cas, les bords de son pourtour et les parois des fentes qui la traversent sont profondément modifiés. L'altération affecte deux modes principaux.

I. La transformation la plus commune est la transformation en serpentine. Cette altération semble passer par plusieurs degrés; elle débute par la formation d'un liséré verdâtre qui suit les contours ou les fentes du cristal et se compose d'éléments fibreux disposés normalement aux surfaces. Ce liséré agit vivement sur la lumière polarisée et présente, entre les nicols croisés, des phénomènes de polarisation d'agrégat analogues à ceux des concrétions calcédonieuses.

Pl. LIV, fig. 1 et 2.

Quelquefois le développement de l'altération en question n'en change pas le caractère; le cristal de péridot est envahi sur une plus grande étendue, mais la zone d'altération conserve sa structure; son action sur la lumière polarisée ne fait que s'accentuer. Mais, dans d'autres cas, particulièrement quand l'altération de l'olivine est étendue et profonde, la matière serpentineuse possède d'autres caractères; elle a conservé sa couleur verte, tandis que sa structure fibreuse disparaît; elle cesse d'agir sur la lumière polarisée et se comporte comme une matière amorphe. Il s'y développe même parfois des trichites identiques d'apparence avec ceux qui se voient dans la matière amorphe des roches vitreuses

La transformation de l'olivine s'opère du dehors au dedans à partir de sa surface; elle s'effectue aussi intérieurement le long des fentes qui la traversent. De chaque côté de celles-ci, on remarque habituellement une zone d'altération plus ou moins étendue. La transformation du cristal peut être complète, mais souvent il reste des îlots étroits de matière intacte, séparés les uns des autres et environnés par des bandes épaisses de substance serpentineuse.

Des concrétions sphérolithiques verdâtres se montrent exceptionnelle-

ment dans certains échantillons ; elles sont comprises entre les fentes qui partageaient le cristal primitif.

II. Le second mode d'altération de l'olivine a pour résultat la production d'un dépôt de limonite dans l'épaisseur des parties décomposées. Comme dans le cas précédent, les parois et les fentes du cristal se bordent d'une bande d'altération, qui pénètre d'autant plus dans la substance péridotique que la modification est plus avancée. Les bandes en question sont fortement colorées en jaune rougeâtre ; elles n'agissent plus sur la lumière polarisée. Pl. LII, fig. 2.

Dans le cas où l'olivine se présente avec ses clivages normaux, le dépôt ferrugineux affecte d'autres caractères. Il est concentré sur les parois des fentes et dans le voisinage immédiat de la surface du cristal et n'y occupe qu'une très faible épaisseur. La décomposition est tout à fait superficielle ; le dépôt ferrugineux, qui se dessine sur les sections sous forme de traits fins rectilignes rougeâtres, semble avoir préservé le cristal d'une décomposition plus étendue. L'apparence de l'olivine ainsi modifiée est la même que présente fréquemment l'augite altéré, ce qui constitue alors une difficulté sérieuse pour la distinction des deux minéraux.

Réactions qualitatives.

L'olivine peut être considérée comme infusible au chalumeau. Elle résiste très bien à l'acide fluorhydrique. L'acide chlorhydrique l'attaque assez aisément en donnant un dépôt de silice gélatineuse.

Diagnostic.

Les formes de l'olivine, l'usure de ses angles, sa transparence complète, l'aspect rugueux de la surface de ses sections, l'absence de macles, le manque habituel de clivages réguliers, les couleurs brillantes de polarisation, la fréquence et la disposition des zones d'altération, l'attaque facile par les acides, distinguent aisément l'olivine dans la plupart des cas de tous les minéraux avec lesquels elle se trouve associée.

Le diagnostic ne présente de difficulté véritable que dans deux cas. Le premier cas se présente quand l'olivine possède des clivages visibles et des contours polygonaux. Il s'agit alors de la distinguer de certains échantillons d'augite, décolorés par suite d'actions secondaires et vus suivant une section hexagonale appartenant à la zone ph^1. L'augite en question prend

des couleurs vives entre les nicols croisés; il présente des clivages rectangulaires comme l'olivine (clivages ordinaires *mm* et clivage transversal parallèle à *p*). Les extinctions se font, dans les deux minéraux, parallèlement aux lignes de clivage. L'augite décoloré possède l'apparence chagrinée de l'olivine. Ses fentes de clivage sont pénétrées d'un dépôt ferrugineux, comme celles de ce dernier minéral. Enfin il est attaquable par l'acide chlorhydrique, quoique moins facilement que le péridot. Des sections dissymétriques et à extinction oblique peuvent être observées dans les deux cas. En un mot, une foule de caractères communs rapprochent ces deux variétés de pyroxène et de péridot.

Alors le meilleur moyen de diagnostic se fonde sur la valeur de l'angle du pointement qui termine le petit côté des figures de section. Cet angle est souvent aigu dans l'olivine; il est toujours obtus dans le pyroxène (pour plus de détails, voir page 363).

Le second minéral, avec lequel l'olivine peut être parfois confondue, est l'enstatite. Dans les roches où l'on observe à la fois le péridot et l'enstatite, ces deux minéraux sont généralement dépourvus de forme cristalline; l'un et l'autre sont incolores, sans clivages distincts; ils possèdent les mêmes modes d'extinction; il est donc possible de les confondre. Ce cas difficile s'est offert à nous dans une serpentine de Bohême et dans certaines norites de Norvège.

Quand un pareil cas se présente, il faut porter toute son attention sur les bords des plages en question. Lorsque celles-ci appartiennent à l'enstatite, on voit souvent en ces points quelques fines stries qui représentent les clivages du minéral. L'olivine n'offre rien de semblable. Enfin on peut avoir recours au traitement par les acides. L'acide chlorhydrique, qui décompose facilement le péridot, n'attaque pas sensiblement l'enstatite.

Reproduction artificielle.

Berthier a reproduit le péridot par fusion de ses éléments chimiques.

C'est un produit fréquent dans les scories des fours à puddler, où il se présente sous forme de fayalite.

RENVOI AUX PLANCHES.

XXXIV, 2. — XXXV, 1. — XXXVII, 2. — XXXIX, 1 et 2. — XL, 1 et 2. — XLI, 1 et 2. — LII, 1 et 2. — LIV, 1 et 2. — LV, 1 et 2.

TOURMALINE

La tourmaline est un silicate alumineux et ferro-magnésien contenant jusqu'à 9 pour 100 d'acide borique et 2 pour 100 de fluor. Sa composition atomique est mal connue ; on peut retenir approximativement les rapports d'oxygène suivants : Propriétés chimiques.

$$\left(\dot{R}, \tfrac{1}{3}\dddot{R}, \tfrac{1}{3}\dddot{B}\right) : \tfrac{1}{2}\ddot{S}i = 4 : 3.$$

Densité : 3,02 à 3,20.

La tourmaline est fusible avec bouillonnement ; avant fusion, elle est inattaquable par l'acide fluorhydrique.

C'est au système rhomboédrique qu'il convient de rapporter la tourmaline ; l'allongement a lieu suivant les faces du prisme hexagonal e^2, qui ne se produisent souvent que de deux en deux (hémiédrie), d'où résulte l'existence de sections triangulaires, ou encore à neuf faces lorsque le deutéro-prisme hexagonal d^1 se produit. Au microscope, de pareilles sections transversales, cannelées suivant leur longueur, se montrent souvent irrégulièrement polygonales. Propriétés cristallographiques et optiques.

Les pointements nets sont rares ; on y démêle parfois les faces p, a^1, b^1, e^1. Les trois dernières sont souvent hémièdres. Les cristaux microscopiques sont généralement décroissants à leurs extrémités, de telle sorte qu'en lame mince, entre les nicols croisés, la tourmaline se montre entourée d'anneaux de couleurs concentriques, à la façon des granules de quartz.

Il existe des clivages imparfaits suivant p et d^1 ; ils se traduisent au microscope par un réseau de cassures très irrégulières, rarement recti-

lignes, fortement soulignées par place comme les clivages du pyroxène.

Axes d'élasticité.

La tourmaline est négative : le plus grand axe d'élasticité (α) coïncide avec l'arête d'allongement $e^2 e^2$.

La double réfraction est énergique, et les couleurs de polarisation sont assez vives dans les tons bruns et rouges. Les indices de réfraction pour les rayons rouges sont respectivement 1,64 et 1,62 pour les rayons ordinaire et extraordinaire.

Coloration et polychroïsme.

La tourmaline est généralement colorée en brun, en vert foncé, plus rarement en bleu ou en rose. Son dichroïsme est extrêmement marqué et ne peut être comparé qu'à celui du mica noir.

Des plaques taillées parallèlement à l'axe absorbent presque entièrement le rayon ordinaire et ne laissent passer que le rayon extraordinaire. En d'autres termes, l'absorption maximum a lieu pour les rayons vibrant suivant γ ; $\gamma > \alpha$.

Il en résulte que les sections les plus colorées ont leur arête d'allongement $e^2 e^2$ perpendiculaire à la plus courte diagonale du nicol, ce qui est

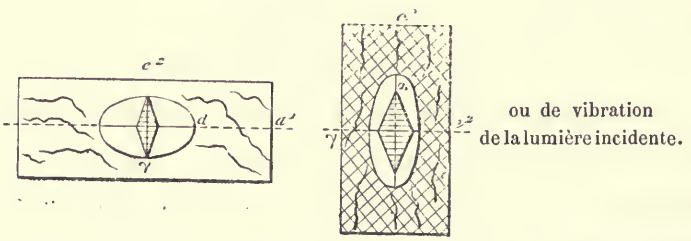


Fig. 116.

précisément le contraire du phénomène présenté par le mica noir, dont les sections longitudinales, généralement allongées, suivant les faces p de clivage facile, se colorent au maximum quand les traces des clivages sont parallèles à la plus courte diagonale du nicol.

La tourmaline conserve presque intégralement son polychroïsme et sa puissance d'absorption en plaque mince ; les rayons vibrant suivant γ donnent un brun violet presque noir ; suivant α, un vert bleuâtre parfois très pâle.

La tourmaline possède, même à la lumière naturelle, un reflet bleuâtre nacré caractéristique. Son relief est assez marqué.

Macles.

D'après M. Mallard, la tourmaline, taillée perpendiculairement à l'axe, se montre souvent formée de trois secteurs triangulaires et doit être rapportée à un système orthorhombique voisin de 120°.

Structure et associations.

On trouve ce minéral en cristaux de première et de seconde consolidation, ou de développement métamorphique.

I. Les granulites et les pegmatites le présentent sous les deux premiers états, parfois avec une telle abondance que la tourmaline semble y remplacer le mica blanc. Pl. VIII, fig. 1.

Elle se présente souvent sous la forme de prismes à neuf pans, avec pointements romboédriques, doués d'une structure zonaire à colorations différentes; elle constitue alors de grands cristaux de première consolidation, parfois courbés, cassés en segments et recimentés par le quartz récent.

Elle affecte encore la forme de fines aiguilles à pointements scalénoédriques groupés parallèlement pour constituer un plus grand individu, ou radialement sous forme d'étoiles; elle paraît alors de seconde consolidation; on la trouve même associée en structure pegmatoïde avec le quartz ou plus rarement avec l'orthose. Les gneiss granulitiques qui se développent entre Montchanin et Marigny-l'Église (Saône-et-Loire) sont percés d'une multitude de veines de quartz noirâtre, devant sa couleur à de fines aiguilles de tourmaline.

II. Le développement par voie secondaire de la tourmaline ne fait aucun doute et présente un grand intérêt géologique; car il est naturel d'en rapporter la production au contact de la granulite, et l'âge des schistes métamorphisés peut permettre de déterminer celui des éruptions de granulite à mica blanc.

On trouve la tourmaline métamorphique dans un grand nombre de schistes maclifères et de cornéennes (voir p. 453). On la trouve également dans des dolomies et dans des calcaires grenus (Imfeld, Valais; l'Oued-Bouman, province d'Alger).

Inclusions.

La tourmaline des roches éruptives est généralement limpide, très pauvre en inclusions. Elle contient quelques grains opaques non magnétiques.

La tourmaline secondaire contient parfois des inclusions aqueuses à bulle mobile.

RENVOI AUX PLANCHES.

Pl. VIII, fig. 1.

GRENAT

Propriétés chimiques.

Le grenat est un silicate dans lequel la silice est unie en même temps à des bases sesquioxydes et à des bases monoxydes. Le rapport des quantités d'oxygène des bases monoxydes, des sesquioxydes et de la silice est représenté par les nombres suivants :

$$\dot{R} : \tfrac{1}{3}\ddot{R} : \tfrac{1}{2}S\ddot{i} = 1 : 1 : 2$$

La base monoxyde la plus commune dans les grenats est la chaux ; mais on la trouve remplacée en proportions équivalentes par la magnésie, le protoxyde de fer et le protoxyde de manganèse.

La base sesquioxyde la plus fréquente est l'alumine, qui se trouve de même remplacée en proportions équivalentes par les sesquioxydes de fer et de chrome.

De là résultent des composés isomorphes, appartenant à plusieurs types distincts et ayant reçu des noms spéciaux. Nous citerons les exemples suivants :

VARIÉTÉS.	$\dot{R}$	$\frac{1}{3}\ddot{R}$	$S\ddot{i}$
Grossulaire	Ca	$\ddot{Al}$	Si
Almandin	Fe	$\ddot{Al}$	Si
Pyrope	Cr (?), Ca, Mg, Mn, Fe	$\ddot{Al}$	Si
Mélanite	Ca	$\ddot{Fe}$	Si
Spessartine	Fe, Mn	$\ddot{Al}$	Si
Ouwarowite	Ca	$\ddot{Cr}$	Si

La couleur du grenat en lames minces varie beaucoup d'une variété à l'autre et même dans chaque variété, suivant la nature des bases combinées à la silice ; ainsi le grossulaire est généralement jaune ou vert clair, l'almandin et le pyrope sont rouges, le mélanite est brun noirâtre, le spessartine jaune brun, l'ouwarowite vert.

La fusibilité et le degré de résistance aux agents chimiques sont variables et dépendent de la composition du minéral. Les variétés les plus riches en chaux sont les plus fusibles. Le grossulaire est le seul véritablement attaquable aux acides ; cependant tous les grenats se transforment par fusion en une matière vitreuse que les acides décomposent aisément. Les types les plus répandus dans les roches sont l'almandin et le mélanite.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Les variétés de grenat que l'on trouve dans les roches appartiennent au système cubique. Ses formes sont celles du dodécaèdre rhomboïdal, seul ou combiné à l'icositétraèdre. Le mélanite est, assez souvent, très nettement cristallisé, tandis que les autres variétés de grenat sont presque toujours en échantillons arrondis. Dans ce cas, les arêtes sont inégales, les angles émoussés, les faces creusées d'angles rentrants indiquant la production de macles ou même de dépressions à contours polygonaux, semblables aux figures de corrosion.

Pl. IV, fig. 1.

Les grenats n'exercent aucune action sur la lumière polarisée.

Structure.

Les sections observées dans les lames minces sont hexagonales, quadrangulaires ou octogonales, ou même présentent un plus grand nombre de côtés. Les formes polygonales sont grossièrement accusées, les contours sont arrondis et souvent dentelés.

Les sections du grenat ne manifestent aucun clivage régulier ; on les voit traversées de fentes qui s'entre-croisent sans ordre et sont généralement remplies de produits d'infiltration fréquemment chloriteux.

Le mélanite présente parfois des zones concentriques diversement colorées et inégalement altérées.

La surface des sections de grenat est chagrinée comme celle de tous les minéraux doués d'une grande dureté. Les bords sont fortement accusés, ce qui tient à la valeur élevée de l'indice de réfraction (environ 1,770).

Le grenat s'observe dans la granulite à l'état d'almandin et comme élément accessoire de première consolidation. On le rencontre, dans les mêmes conditions, dans les différents types de diorite. Quelquefois même il y est tellement abondant que l'on a cru devoir le considérer comme élément essentiel de la roche et donner un nom spécial à celle-ci (eclogite, kinzigite). Mais l'almandin est surtout fréquent dans les roches stratiformes cristallines : gneiss, micaschistes, schistes chloriteux, schistes amphiboliques, et particulièrement dans les variétés quartzifères de ceux-ci. Il se trouve aussi dans les serpentines et dans les calcaires cristallins. Associations. Pl. I, fig. 2. Pl. III, fig. 2.

Le pyrope s'observe exclusivement dans la péridotite et la serpentine qui en dérive.

Le spessartine a été rencontré dans la granulite jouant le même rôle que l'almandin et exceptionnellement signalé dans une porphyrite.

Le mélanite est surtout abondant dans les roches leucitiques : leucitophyres (Rieden, Perlerkopf, dans la région du lac de Laach), leucotéphrites (Vésuve, Capo di Bove, près Rome), leucitite (Vultur, près Melfi). Cependant il n'y figure jamais qu'à l'état d'élément accessoire. Il est rare dans les labradorites et les basaltes, fait défaut dans les andésites, les trachytes et dans les roches acides à structure trachytoïde. Il manque également dans toutes les roches éruptives à structure granitoïde. Comme l'almandin, mais moins fréquemment que lui, on le rencontre dans les schistes et les calcaires cristallins. Enfin on l'a recueilli dans des blocs enclavés au milieu des laves et particulièrement dans celles de la dernière éruption de Santorin. Les blocs en question étaient presque entièrement composés de petits cristaux de wollastonite; le mélanite y était passablement abondant et accompagné par la fassaïte et par un minéral cubique de couleur jaune paille facilement attaquable aux acides. Pl. XXXV, fig. 2, 4 et 6.

De même que l'augite et la leucite, le mélanite a été observé tapissant des druses dans les laves de la Somma et formé alors évidemment par voie de sublimation.

Les grenats, dans les roches éruptives, sont un produit du premier stade de consolidation; cependant le nombre et la diversité des espèces

qu'ils enclavent font penser qu'ils appartiennent au terme extrême de ce stade.

Dans les roches gneissiques, dans les calcaires cristallins, dans les nodules à wollastonite des laves, le grenat est le résultat d'actions secondaires médiates.

Inclusions. L'almandin est riche en inclusions. On y observe fréquemment des cavités à gaz, qui parfois sont relativement volumineuses et qui, dans un grand nombre de cas, sont de forme dodécaédrique régulière.

On y voit aussi des inclusions vitreuses. Mais les inclusions les plus communes sont cristallines : ce sont des grains de quartz, des cristaux de fer oxydulé, de hornblende, de tourmaline, d'apatite, des microlithes incolores, allongés, tricliniques, de nature douteuse, et, comme produits d'altération de ces espèces minérales, de l'épidote, de la chlorite, de la calcite.

Les inclusions de ce genre sont quelquefois tellement nombreuses qu'il ne reste que des menus débris de la matière propre du grenat. Il arrive aussi parfois qu'un cristal inclus possède à lui seul un tel développement qu'il forme un noyau distinct au centre de la substance granatifère.

Le pyrope est ordinairement dépourvu d'inclusions; cependant on y a signalé la présence d'inclusions liquides et de grains bruns cristallins très dichroïques, dont la nature n'a pas été déterminée avec précision.

Le mélanite est également exempt d'inclusions dans la plupart des cas. On y observe exceptionnellement du mica noir, des fragments d'augite, ainsi que des cristaux incolores allongés dont les formes semblent être monocliniques.

Actions secondaires. Les grenats sont très inégalement altérables. L'almandin paraît susceptible de se changer en calcite, en épidote, en chlorite; mais ces transformations sont toujours partielles, et il est difficile de savoir s'il faut les attribuer à l'almandin lui-même ou à des minéraux inclus. Toutefois Von Drasche a signalé un exemple certain d'une épigénie de la portion périphérique d'un almandin en hornblende (Zillerthal). Plus souvent la zone périphérique du pyrope se transforme en chlorite radiée (Zöblitz).

Quant au grenat mélanite, en se décomposant il se charge surtout de produits ferrugineux hydratés.

Réactions qualitatives.

Les grenats communs dans les roches sont inattaquables à l'acide chlorhydrique. Ils résistent aussi très bien à l'acide fluorhydrique concentré.

Diagnostic.

L'isotropie des grenats les distingue des minéraux des cinq derniers systèmes cristallins. Leur couleur foncée les sépare de l'haüyne et de la leucite. Ils se distinguent des spinelles par leurs formes cristallines, du fer oxydulé par leur transparence et par l'absence de tout reflet métallique.

Reproduction artificielle.

Le mélanite est le seul grenat qui ait été reproduit artificiellement. Klaproth l'a obtenu par fusion de l'idocrase; von Kobell en fondant du mélanite de Frascati.

Pl. XLIV, fig. 4.

En traitant par fusion et recuit prolongé un mélange des éléments chimiques de la néphéline $(\frac{9}{10})$ et de l'augite $(\frac{1}{10})$, nous avons obtenu un mélange de cristaux de néphéline, de pléonaste et de grenat mélanite.

RENVOI AUX PLANCHES.

I, 2. — III, 2. — IV, 1. — VI, 1 et 2. — VIII, 1. — XXXV, 2, 4 et 6. — XXXIX, 1. — XLIV, 4.

ZIRCON

Propriétés chimiques.

Le zircon est un monosilicate de zircone, Zï Sï. Sa densité très élevée permet de le distinguer de plusieurs autres substances adamantines et translucides; elle oscille entre 4,40 et 4,75.

Il résiste énergiquement aux acides; l'acide fluorhydrique lui-même l'attaque difficilement. Cette propriété permet de l'extraire d'un certain nombre de roches dans lesquelles il est disséminé en petite quantité; après attaque par l'acide fluorhydrique, la poudre cristalline qui subsiste est riche en zircons, et une préparation de la matière ainsi obtenue permet souvent de le reconnaître, parce que certaines de ses faces caractéristiques sont dégagées de leur gangue.

Propriétés cristallographiques et optiques.

D'après M. Mallard, le zircon serait à rapporter au système monoclinique; mais au point de vue pratique, il présente toujours dans les roches la forme et les extinctions qui caractérisent le système quadratique.

Les faces habituelles du zircon dans les roches sont celles du prisme m et de l'octaèdre b^1; il est rare que les cristaux soient très allongés et parfois les faces de l'octaèdre dominent de beaucoup sur les autres.

L'angle suivant lequel se profile le pointement b^1 est caractéristique dans le zircon et se distingue de ceux du quartz et du pyroxène; on en jugera par le tableau suivant :

Angle des faces $b^1\,b^1$ opposées sur p	zircon.	95° 40′
Angle des faces $b^{\frac{1}{2}}\,b^{\frac{1}{2}}$ opposées sur p	pyroxène	120°
Angle des faces $g^3\,g^3$ opposées sur h^1	olivine	81°
Angle des faces $p\,e^{\frac{1}{2}}$ opposées sur a^1	quartz	76° 26

Seul le pointement habituel de l'olivine pourrait être confondu avec celui du zircon. Mais nous verrons plus loin que la confusion n'est pas possible en général entre ces deux minéraux.

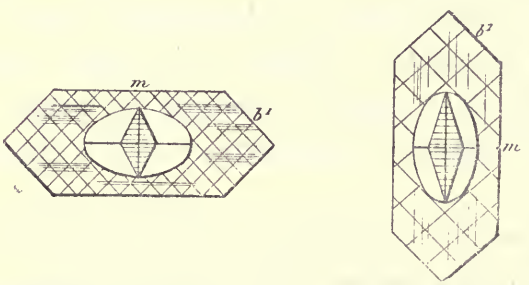
Le zircon présente des indices de clivage suivant les faces m et b^1. Il n'est jamais maclé.

Couleurs de polarisation.

La double réfraction positive est très énergique, et même en plaques minces et en très petits cristaux, le zircon se pare de couleurs vives entre les nicols croisés. Seulement ces couleurs ne sont pas uniformes et il en résulte une apparence irisée caractéristique. Malgré leurs petites dimensions et leur rareté relative, les cristaux de zircon attirent l'œil dans les plaques minces et ne passent pas inaperçus.

Coloration et polychroïsme.

Le zircon est coloré en brun plus ou moins foncé ; il devient facilement transparent en plaque mince ; mais il y conserve en général une légère teinte brunâtre qui permet de le distinguer de l'olivine à première vue.



Rayon extraordinaire. Teintes brunes.

Rayon ordinaire. Teintes olivâtres.

Fig. 117.

Il est parfois légèrement dichroïque ; suivant l'axe optique (γ) ou sa projection (rayon extraordinaire), il donne alors des teintes brunes, et suivant le rayon ordinaire (α) des teintes d'un vert olive plus pâle.

Le relief des cristaux de zircon est considérable ; les réflexions totales l'entourent d'un cercle noir très marqué. Les inclusions gazeuses qu'il contient fréquemment sont également très fortement estompées.

Structure.

Les roches éruptives contiennent le zircon exclusivement à l'état de cristaux anciens de première consolidation ; il sert d'inclusion à peu près à tous les autres minéraux et n'en contient pour ainsi dire jamais lui-même ; sa consolidation est donc vraisemblablement très ancienne, antérieure à celle de tous les autres éléments de la roche considérée.

Les clivages m se montrent au microscope sous forme de fines stries très rapprochées les unes des autres. Les clivages b^1 constituent des cas-

sures; les cristaux semblent quelquefois comme encapuchonnés et présentent des zones d'accroissements successifs.

Le zircon est toujours un minéral rare, peu abondant; mais il a été signalé dans un grand nombre de roches et, dans quelques-unes, sa présence est constante. Associations.

Telles sont la *syénite zirconienne* et la *miascite*, dans lesquelles il est associé à l'éléolite (syénites éléolitiques). Pl. XLV, fig. 2.

Comme minéral accessoire, on le rencontre dans les *gneiss* (chemin de la Croix-Blanchot à Chappey près Marmagne, Saône-et-Loire), dans les *amphibolites* (Martigny, Saône-et-Loire), dans les *éclogites*, dans les *syénites* proprement dites, dans les *granulites* (pegmatite de Chanteloube, granulites des Seychelles).

Le zircon ne se trouve pas exclusivement dans les roches de la série granitoïde; parmi celles de la série trachytoïde qui le contiennent accidentellement, nous citerons certains *porphyres à quartz globulaire* (Morcote-Lugano), quelques *trachytes* (lac de Laach), quelques *phonolithes*, quelques *basaltes* (le Puy, Haute-Loire).

La résistance que présente le zircon aux actions secondaires et sa grande dureté font qu'il conserve parfaitement ses angles, même dans des sables roulés. On l'y trouve en compagnie de l'olivine, du grenat, du saphir, du diamant, de l'or. Il a été ainsi reconnu en grande abondance dans les parties lourdes des sables d'Expailly (Haute-Loire), où il provient de la décomposition de roches basaltiques, et des sables du Mesvrin (Saône-et-Loire) où il est dû à la désagrégation des gneiss et des amphibolites. Pl. IV, fig. 1.

Un moyen commode pour l'isoler des minéraux ferrugineux dans ces sables consiste à les traiter par l'électro-aimant; le zircon est très peu attirable.

Même dans les gneiss et les amphibolites, le zircon en très petits cristaux est remarquable par sa richesse en inclusions gazeuses de grande taille. Tantôt elles sont irrégulièrement arrondies, tantôt elles reproduisent en creux la forme du zircon; mais alors les faces b^1 prédominent généralement de beaucoup sur les autres faces. On y voit parfois (zircons du Mesvrin) des microlithes allongés à pointements arrondis. Inclusions.

Diagnostic.

Le pointement et les propriétés optiques du zircon ne permettent de le confondre avec aucun autre minéral. Il se distingue du quartz par sa coloration, son relief et sa grande réfringence ; de l'olivine par sa couleur et ses formes accentuées ; du pyroxène par son pointement et ses extinctions ; du sphène enfin par sa coloration plus pâle, ses formes prismatiques et ses propriétés optiques.

Reproduction artificielle.

Le zircon a été reproduit, par M. H. Sainte-Claire Deville, par l'action d'un courant de fluorure de silicium sur la zircone chauffée au rouge.

RENVOI AUX PLANCHES.

IV, 1. — XLV, 2.

SPINELLIDES

Bibliographie.

DATHE. *Olivinfels, Serpentine und Eklogite des sächsischen Granulitgebietes.* Leon. Jahrb. 1876, 225 et 337.
FISCHER. *Kritische mikroskopisch-mineral. Studien.* Freiburg in Br. 1869, 21.
ZIRKEL. *Basaltgesteine.* Bonn 1870.

Propriétés chimiques.

Les spinellides sont des minéraux appartenant au système cubique et affectant particulièrement la forme de l'octaèdre régulier. Leur composition peut être représentée par la combinaison d'un équivalent de base monoxyde avec un équivalent de base sesquioxyde. La magnésie et le protoxyde de fer dominent dans la base monoxyde et s'y remplacent en toutes proportions. Il en est de même pour l'alumine, le sesquioxyde de fer et le sesquioxyde de chrome dans l'élément sesquioxyde. De là résultent des types divers, dont plusieurs se rencontrent dans les roches; nous citerons par exemple :

	$\dot{R}$	$\ddot{\dot{R}}$
Le spinelle.	$\dot{Mg}$	$\ddot{Al}$
Le pléonaste.	$\dot{Fe}$	$\ddot{Al}$
La picotite.	$\dot{Mg}$, $\dot{Fe}$	$\ddot{Al}$, $\ddot{Cr}$
Le fer chromé.	$\dot{Fe}$	$\ddot{Cr}$
Le fer oxydulé.	$\dot{Fe}$	$\ddot{Fe}$

Ces minéraux ne manifestent aucune action sur la lumière polarisée entre les nicols croisés. On les observe soit en cristaux simples, soit en

macles, avec une des faces de l'octaèdre comme plan de jonction et pénétration fréquente.

SPINELLE.

Le spinelle en lames minces est incolore ou rosé. Il se montre ordinairement dans les roches à l'état de cristaux de petites dimensions à faces nettes et arêtes vives. Sa dureté considérable fait qu'il résiste à la destruction des roches qui le renferment et se retrouve dans les sables. Son poids spécifique varie de 3, 5 à 3, 7. Les sables gemmifères le présentent en petits cristaux usés sur les bords, en grains cristallins ou même en fragments.

Les roches qui le renferment sont des leptynites, des gneiss ou des micaschistes.

PLÉONASTE.

Structure.

Le pléonaste, dans les lames minces, est d'un vert foncé. L'intensité de la coloration est quelquefois telle que le minéral paraît complètement opaque; cependant, dans la plupart des cas, les bords des cristaux se montrent avec leur transparence et leur coloration normales. Poids spécifique de 3,8 à 4,1. Les cristaux de pléonaste sont presque toujours très petits. Souvent ils sont d'une pureté et d'une régularité parfaite. Cependant il n'est pas rare de les observer à l'état de granules cristallins dépourvus de forme régulière bien caractérisée.

Quand les cristaux de pléonaste sont atteints par la coupe de la lame mince, ils fournissent souvent des sections rectangulaires. Mais leur petitesse fait que fréquemment ils sont entièrement engagés dans l'épaisseur de la préparation. Dans ce cas, l'emploi du microscope binoculaire est utile pour bien juger de leur forme.

Le pléonaste s'observe comme minéral accessoire dans les serpentines. Associations.
Il se trouve aussi dans les roches stratifiées métamorphiques. On l'a signalé dans les leucitophyres du lac de Laach; mais, parmi les roches de la série, récente, celles qui présentent les plus beaux spécimens de ce minéral, sont les basaltes et les andésites du Cantal. Dans les basaltes, le pléonaste est Pl. XL, fig. 2.
une des inclusions fréquentes de l'olivine. Il semble y remplacer la picotite qui présente un gisement analogue dans les basaltes des autres régions. Le basalte porphyroïde et les andésites amphiboliques du Cantal le présentent en outre en petits amas de quelques millimètres de diamètre enclavés au milieu de la roche. Il s'y trouve associé à des cristaux de labrador et quelquefois à une petite quantité de mica noir, sans interposition de matière amorphe. Tantôt il est d'un beau vert, et tantôt tellement foncé qu'il pourrait être pris au premier abord pour du fer oxydulé. Les cristaux sont isolés ou réunis en macles multiples, allongées dans des directions sensiblement à angle droit.

Le pléonaste, quand il est bien transparent, se distingue immédiate- Diagnostic.
ment de tous les autres minéraux par son isotropie, sa forme cristalline et sa couleur. S'il est à peu près dépourvu de transparence, il peut être confondu avec le fer oxydulé. Pour la séparation de ce dernier minéral, il suffit de remarquer que le pléonaste ne possède aucun reflet métallique à la lumière réfléchie, et que d'ailleurs il est inattaquable aux acides et n'est pas attiré par le barreau aimanté.

PICOTITE.

Comme le pléonaste, la picotite se montre tantôt sous forme de petits Structure.
octaèdres d'une régularité parfaite et tantôt sous forme de grains cristallins ou arrondis. En sections minces, elle est d'un brun jaunâtre quelquefois tellement foncé qu'elle devient presque opaque. Poids spécifique de 3,9 à 4,1.

Associations.

La picotite se rencontre dans presque toutes les roches à olivine anciennes ou récentes. Dans celles de ces roches qui sont à structure granitoïde, elle est dépourvue de contours réguliers, et se trouve en gros grains dont les dimensions sont comparables à celles des autres éléments de la roche.

Elle joue alors quelquefois le rôle d'élément essentiel. C'est particulièrement ce qui a lieu dans la lherzolithe, où elle est associée à l'enstatite, à l'olivine et au pyroxène.

Les roches à olivine, qui sont douées d'une structure trachytoïde, ne renferment plus la picotite qu'à l'état d'inclusions dans l'olivine. Les péri-

Pl. XL, fig. 1.

dots des basaltes sont particulièrement riches en picotite; au milieu de ce minéral, incolore en lames minces, la picotite apparaît sous forme de petites lamelles quadrangulaires ou de granules arrondis.

REMARQUES GÉNÉRALES

SUR LE GROUPE DES SPINELLES, SPINELLE PROPREMENT DIT, PLÉONASTE, PICOTITE.

Les trois minéraux qui viennent d'être décrits appartiennent à un groupe spécial des spinellides, auquel on réserve plus particulièrement le nom de spinelles. Ils présentent quelques caractères communs sur lesquels il y a lieu d'appeler l'attention.

Ils sont doués d'une très grande dureté et d'un poids spécifique élevé. Ils sont inattaquables aux acides et résistent énergiquement à l'action de l'acide fluorhydrique, lors même qu'elle est prolongée, ce qui fournit un moyen de les séparer des divers minéraux silicatés avec lesquels ils sont associés.

Dans les roches éruptives, ils appartiennent au premier temps de la

consolidation, et leur présence à l'état d'inclusions dans l'olivine montre même qu'ils ont été engendrés au début de ce premier stade.

Ils sont généralement dépourvus d'inclusions; le seul minéral signalé dans leur masse est un corps de la même famille : le fer oxydulé. Des inclusions à acide carbonique liquide ont été aperçues dans un échantillon de spinelle (rubis spinelle) de Ceylan, mais c'est un fait très exceptionnel.

Les deux minéraux de ce groupe les plus importants au point de vue de la constitution des roches sont le pléonaste et la picotite.

Il est probable qu'il existe tous les passages entre ces deux minéraux. Des picotites de couleur verte ont été indiquées dans les lherzolithes; ce sont très probablement des pléonastes. Il en est de même pour les spinelles verts que l'on observe dans les péridots des basaltes d'Auvergne. Ainsi, non seulement la formule chimique, les propriétés cristallographiques et optiques, la structure, sont les mêmes, mais les gisements dans les roches sont sensiblement identiques. Il faut cependant reconnaître ici que le gisement du pléonaste dans les andésites du Cantal n'a pas son analogue pour la picotite.

Lorsque les spinelles sont de couleur médiocrement foncée et cristallisés, leur distinction est facile. Leur transparence, leur forme octaédrique régulière, leur isotropie, leur inaltérabilité par les acides permettent d'établir sûrement leur diagnostic.

Quand ils sont en grains sensiblement opaques, ils peuvent être confondus soit avec le fer chromé, soit avec le fer oxydulé ou même avec quelque sulfure métallique, ou bien encore avec des grains de limonite. On les distinguera du fer oxydulé et des sulfures par l'absence d'éclat métallique à la lumière réfléchie.

Leur inaltérabilité par l'acide chlorhydrique à chaud les sépare du fer oxydulé et de la limonite. Quant aux sulfures métalliques, l'eau régale les dissout, tandis qu'elle laisse les spinelles intacts. Enfin il est rare que ceux-ci soient absolument opaques, et le plus faible degré de translucidité près des bords les sépare nettement du fer oxydulé et des sulfures métalliques, qui ne se laissent aucunement traverser par la lumière.

En somme, les caractères physiques et les réactions chimiques ordinaires ne sont impuissants que lorsqu'il s'agit de distinguer la picotite du fer chromé. Dans ce cas, la difficulté devient très grande, et une analyse chimique quantitative, sinon complète, au moins approximative, est nécessaire pour arriver à la distinction de ces deux minéraux, vu les analogies de composition qui existent entre eux et la similitude de leurs propriétés physiques.

FER CHROMÉ.

Structure. Le fer chromé en lames minces est d'un brun jaunâtre, comme la picotite. Les échantillons qui nous ont été communiqués par M. Thoulet, sont, au microscope, identiques d'aspect à la picotite des lherzolithes. Les sections observées sont terminées par des contours irréguliers, avec indication de quelques facettes cristallines conduisant à des formes octaédriques incomplètes. Point de clivages distincts, mais seulement quelques fentes irrégulières remplies d'un dépôt noirâtre qui se dissout par l'action prolongée de l'acide chlorhydrique.

La surface de la section ne possède aucun éclat métallique. Lorsqu'on l'observe à la lumière réfléchie, elle s'éclaire d'un reflet rosé ou violacé très différent de la teinte bleuâtre du fer oxydulé. L'éclat semi-métallique des échantillons entiers de fer chromé tient à un revêtement mince et inégal de fer oxydulé qui disparaît par l'action des acides.

Le poids spécifique du fer chromé varie de 4,4 à 4,6. L'action des acides sur ce minéral est à peu près négligeable.

Associations. Les grands gisements de fer chromé se trouvent toujours dans les serpentines. Il est probable, d'après cela, que ce minéral se rencontre aussi dans les roches à olivine ou à enstatite, dont ces serpentines dérivent et où il a été confondu avec la picotite.

On connaît du reste des exemples authentiques de spinellides inter-

médiaires par leur composition entre la picotite et le fer chromé; tel est le cas pour la picotite chromifère provenant d'une roche péridotique de la Nouvelle-Zélande, roche décrite par M. von Hochstetter sous le nom de dunite.

Tel est le cas encore pour le spinellide de Volterra, décrit par Becchi sous le nom de fer chromé et qui ne contient que 44 pour 100 de sesquioxyde de chrome. La picotite renferme 8 pour 100 de cet oxyde, le fer chromé, supposé pur, en possède 68 pour 100.

Le fer chromé se distingue du fer oxydulé par son reflet d'un rose violacé à la lumière réfléchie et par l'absence d'éclat métallique quand il est taillé en lame mince. Il se distingue encore par sa transparence plus ou moins marquée, par son inaltérabilité sous l'action des acides. Enfin, des essais qualitatifs, soit au chalumeau, soit par voie humide, en y décelant la présence du chrome, achèveront d'assurer le diagnostic. Diagnostic.

Le grenat mélanite, réduit en lames minces, est isotrope comme le fer chromé et présente à peu près la même coloration brunâtre. Il est également dépourvu d'éclat métallique à la lumière réfléchie. Enfin, il est sillonné de fissures irrégulières remplies d'un enduit ferrugineux, comme le fer chromé. L'acide fluorhydrique concentré l'attaque lentement, tandis qu'il laisse intact le fer chromé. En outre, les essais qualitatifs n'y révèlent pas la présence du chrome. Enfin les grenats sont toujours à peu près globuleux; leurs contours sont nettement accusés et conduisent à rattacher leurs formes au trapézoèdre, tandis que le fer chromé est plus ordinairement en plages irrégulières et se rattache par ses formes incomplètes à l'octaèdre régulier.

Le pyrope en lames minces est d'un rouge brunâtre; sa teinte est donc en général différente de celle du fer chromé. D'ailleurs il est, comme le mélanite, attaquable, quoique lentement, par l'acide fluorhydrique et également doué de formes globuleuses.

Les propriétés qui distinguent le fer chromé des sulfures métalliques et de la limonite sont les mêmes qui séparent la picotite de ces minéraux (voir p. 413).

Enfin, entre la picotite et le fer chromé, ainsi qu'il a été dit ci-dessus, il n'existe que des différences quantitatives de composition, susceptibles d'être appréciées seulement par l'analyse.

FER OXYDULÉ.

Structure.

Le fer oxydulé est tantôt en cristaux simples dans les roches et tantôt à l'état de macles. Les cristaux simples offrent la forme octaédrique habituelle des spinellides. Souvent leurs surfaces sont planes et leurs arêtes vives ; alors ils fournissent, dans les lames minces, des sections losangiques ou rectangulaires nettement accusées. Fréquemment aussi les angles des cristaux sont émoussés et les arêtes arrondies. Cette particularité peut provenir d'une cristallisation imparfaite du minéral, ou, au contraire, résulter d'une altération secondaire. Dans le premier cas, les bords de l'échantillon sont nettement découpés, sa teinte générale à la lumière réfléchie est uniforme, et, au delà de ses bords, on n'observe aucun dépôt mal délimité de limonite. L'inverse s'observe dans les cas où il y a eu altération.

La déformation des cristaux de fer oxydulé est souvent poussée plus loin, et ce minéral se trouve alors réduit à l'état de grains irréguliers ou de granules. Il présente même quelquefois des figures à contours curvilignes, qui ne se rapprochent d'aucune forme cristalline définie.

La macle du fer oxydulé se fait suivant la loi habituelle des spinellides, c'est-à-dire suivant les faces de l'octaèdre. Il est fréquent de rencontrer ce minéral disposé en agrégats réguliers composés de petits octaèdres alignés suivant les axes du système cubique et juxtaposés par leurs pointes (fig. 118).

Le fer oxydulé est complètement opaque ; à la lumière réfléchie, il présente un éclat bleuâtre métallique.

Le poids spécifique varie de 4,9 à 5,2.

Associations.

Le fer oxydulé se présente dans presque toutes les roches. Il appar-

tient aux deux stades de consolidation. Les cristaux du premier stade sont en général plus volumineux que ceux du second. Ils ont été produits aux débuts du phénomène de la cristallisation; aussi les trouve-t-on fréquemment inclus ou partiellement enclavés dans les minéraux divers qui les accompagnent. Dans les roches à structure granitoïde, le fer oxydulé appartient exclusivement au premier stade de consolidation. Dans les roches à structure trachytoïde, sa formation peut être rapportée aux deux stades. Les cristaux du premier stade sont disséminés dans la roche, ou inclus dans les autres minéraux, ou même renfermés dans les inclusions vitreuses, comme on en trouve des exemples dans l'augite et le péridot.

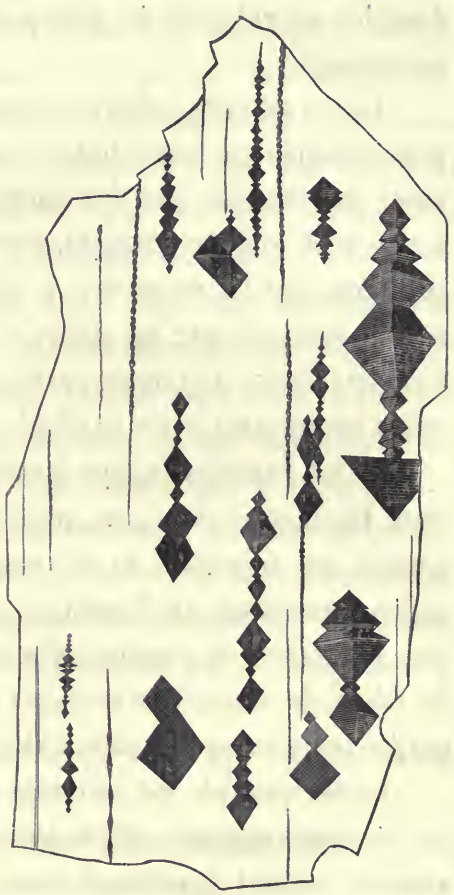


Fig. 118.
Fer oxydulé d'un balaste de la Réunion.
(Vélain, *l. c.*)

Le pyroxène, l'amphibole, le mica noir et même les feldspaths semblent, dans certains cas, avoir exercé une action attractive sur le fer oxydulé. Cette action s'est exercée durant et surtout après leur formation, tandis que le magma était encore fluide; il serait difficile d'expliquer autrement l'abondance des inclusions de ce minéral qu'ils ont englobées, et aussi la ceinture de fer oxydulé qui fréquemment les entoure. La hornblende et le mica noir s'environnent surtout volontiers d'une zone extérieure de fer oxydulé. Dans les andésites du Cantal, le premier de ces deux minéraux est constamment muni de la bordure en question, tandis que, dans les mêmes échantillons, l'augite en est toujours dépourvu.

Le fer oxydulé du second stade est en granules microlithiques, tantôt

cristallins et tantôt entièrement arrondis. Il s'est produit particulièrement aux débuts de ce stade, car ses microlithes se trouvent à l'état d'inclusions dans les microlithes de feldspath ou d'augite dont il est ordinairement accompagné.

Le fer oxydulé apparaît encore dans les roches comme résultat d'actions secondaires immédiates. La hornblende et l'augite ont été fréquemment décomposés par des émanations qui pénétraient la roche ; ils ont perdu leur couleur normale, leur structure, leurs propriétés optiques ; la substance qui les composait a été remplacée par de la matière amorphe transparente et par un dépôt ferrugineux noir généralement abondant, dans lequel on distingue parfois des sections rectangulaires identiques à celles que fournit le fer oxydulé.

Actions secondaires.

Le fer oxydulé s'altère facilement sous l'influence des acides, et aussi sous l'influence de l'eau, particulièrement à haute température. Aussi n'est-il pas étonnant de le rencontrer souvent dans les roches, plus ou moins transformé en limonite. En s'altérant, il perd son éclat, la netteté de ses surfaces, et s'entoure d'une bordure jaunâtre translucide. L'étendue du dépôt de limonite s'aperçoit surtout à la lumière réfléchie. Toutes les parties infiltrées se présentent alors avec un reflet gris jaunâtre très marqué.

Réactions qualitatives.

Le fer oxydulé est attirable au barreau aimanté ; cependant, s'il est en très petits cristaux adhérents à des matières peu magnétiques, le barreau aimanté devient insuffisant pour l'enlever d'une roche pulvérisée. Il est préférable d'employer alors un électro-aimant mis en communication avec un élément Bunsen.

Le fer oxydulé est attaquable par l'acide chlorhydrique, même dans les préparations en lames minces et à basse température. Néanmoins, pour faciliter la dissolution, au lieu d'acide chlorhydrique seul, il est préférable d'employer cet acide additionné d'une petite quantité d'iodure de potassium, de manière à faire agir en réalité de l'acide iodhydrique à l'état naissant.

Le fer oxydulé résiste très bien à l'acide fluorhydrique concentré ; aussi le retrouve-t-on avec le pyroxène et le péridot dans le résidu du traitement des laves par cet acide.

Si le fer oxydulé se trouve dans une poudre provenant de l'écrasement d'une roche, son pouvoir magnétique intense le distingue immédiatement de tout autre minéral. S'il est compris dans l'épaisseur d'une préparation, son opacité complète le sépare du pléonaste, de la picotite, du fer chromé, du grenat mélanite et de la limonite, qui sont très rarement dépourvus de toute transparence. Il se distingue de ces mêmes minéraux par son éclat bleuâtre, qui est tout à fait caractéristique. Cet éclat le sépare encore de la pyrite, qui présente une couleur jaune à la lumière réfléchie. Diagnostic

Quand le fer oxydulé est partiellement altéré et à demi transformé en limonite, les caractères ci-dessus indiqués ne peuvent plus être commodément utilisés comme moyens de diagnostic. Il faut alors avoir recours à l'action des acides, et, au besoin, au traitement par le barreau aimanté ou par l'électro-aimant, après pulvérisation d'un échantillon de la roche.

Pour la distinction du fer oxydulé et du fer titané, on peut utiliser la nature spéciale de l'enduit dont ce dernier s'entoure par voie d'altération, la couleur brunâtre de son reflet, ses groupements dendritiques fréquents, et la résistance plus grande qu'il oppose à l'attaque par l'acide chlorhydrique.

Les *spinelles* (rubis spinelle, pléonaste et picotite) ont été reproduits par divers procédés : Reproduction artificielle.

1° Ebelmen les a obtenus par fusion de leurs éléments dans l'acide borique et volatilisation du dissolvant;

2° MM. H. Sainte-Claire Deville et Caron ont reproduit les spinelles en faisant réagir à haute température les fluorures d'aluminium et de magnésium en présence de l'acide borique;

3° M. Daubrée a fait cristalliser le rubis spinelle par l'action du chlorure d'aluminium en vapeur sur la magnésie.

Le *fer chromé* a été produit par Ebelmen en suivant la méthode qui lui avait fourni les spinelles.

D'après les expériences de M. H. Sainte-Claire Deville, le *fer oxydulé* cristallisé s'obtient aisément en faisant réagir l'acide chlorhydrique gazeux sur du sesquioxyde de fer amorphe.

Nous avons obtenu, par fusion et recuit prolongé, des associations de cristaux de *pléonaste* avec la néphéline et le grenat mélanite. Dans les mêmes conditions, le *fer oxydulé* s'est produit associé au labrador et à l'augite.

RENVOI AUX PLANCHES.

Pléonaste : XL, 2. — XLIV, 4. — XLV, 1. — LIII, 1.
Picotite : XL, 1.
Fer chromé : LII, 1.
Fer oxydulé : I, 1. — VI, 1 et 2. — VII, 2. — XVIII, 1 et 2. — XXII, 1 et 2. — XXVIII, 1 et 2. — XXIX, 1 et 2. — XXX, 1 et 2. — XXXII, 1 et 2. — XXXIII, 1 et 2. — XXXIV, 1 et 2. — XXXVII, 1 et 2. — XXXVIII, 1 et 2. — XXXIX, 1 et 2. — XL, 1 et 2. — XLI, 1 et 2. — XLII, 2. — XLIV, 6. — XLV, 2. — XLVI, 1 et 2. — XLVIII, 1 et 2. — XLIX, 1 et 2. — L, 1 et 2. — LI, 1 et 2. — LII, 2.

FER OLIGISTE (HÉMATITE ROUGE)

Bibliographie.

FISCHER. *Kritische mikroskop-mineral. Studien, 1re partie.* Freiburg i. B., 1871, 58.
G. ROSE. *Monatsber. der k. Akad. d. Wiss.* Berlin, 1869, 352.

Propriétés chimiques.

Sesquioxyde de fer de la formule $\dot{\dot{F}}e$, isomorphe avec l'alumine, qu'il remplace dans un grand nombre de silicates. Densité 4,50 à 5,30.

Infusible au chalumeau. Soluble dans l'acide chlorhydrique concentré plus lentement que le fer oxydulé. L'attaque est d'autant plus lente que le corps est mieux cristallisé.

Le fer oligiste est parfois attirable à l'aimant; mais il convient de remarquer que les variétés transparentes, rouges ou jaunes, ne sont jamais attirées; il est donc possible que les variétés opaques attirables doivent cette propriété à un mélange intime avec des grains de fer oxydulé.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Le fer oligiste est rhomboédrique. Il se présente généralement en lamelles hexagonales aplaties suivant la face a^1, avec les faces latérales p. Deux de ces faces peuvent être très développées aux dépens des quatre autres.

Tantôt opaque, tantôt translucide, le fer oligiste se présente souvent au microscope en lamelles transparentes d'un beau rouge vif et plus rarement d'un jaune rougeâtre, entièrement dépourvues de dichroïsme. Par réflexion, le fer oligiste présente le même reflet bleu que le fer oxydulé.

Les faces basales a^1 et du rhomboèdre primitif p servent parfois de faces d'associations à des macles. Parallèlement à ces mêmes faces, il existe des clivages très difficiles.

Structure et associations.

Le fer oligiste se présente au microscope soit en lamelles minces hexagonales, soit en agrégats plus ou moins réguliers, parfois étoilés et symétriques. On le connaît sous trois formes : de première, de seconde consolidation et dû à des actions secondaires.

Il paraît remplacer une partie du mica dans certains *granites* et dans certains *gneiss* (itabirite dans la Caroline du Nord et du Sud). Parfois il s'associe régulièrement à un mica à deux axes (Pennsbury, New-Providence, en Pensylvanie).

C'est à lui qu'il faut rapporter la coloration rose d'un grand nombre de cristaux de feldspaths et la couleur brune ou violette de la pâte de la plupart des *porphyres pétrosiliceux*. Il constitue les inclusions caractéristiques de la pierre du soleil et communique à cet oligoclase son reflet aventuriné.

On a signalé le fer oligiste à peu près dans toutes les roches : diorites, porphyrites, serpentines, trachytes, andésites, basaltes, etc. Il s'est produit souvent par sublimation dans les fumeroles volcaniques.

Diagnostic.

Lorsque le fer oligiste est opaque, et qu'il ne présente pas ses contours hexagonaux caractéristiques, il peut être confondu avec le fer oxydulé, avec lequel il est d'ailleurs susceptible de se mélanger. Il est rare cependant de ne pas apercevoir quelques parties moins opaques présentant une couleur rouge foncé par transparence. Il convient aussi d'essayer son magnétisme et de considérer seulement comme fer oligiste les grains non attirables à l'aimant.

Le mica noir, lorsqu'il se présente en lamelles parallèles à la base, possède la couleur et les formes hexagonales du fer oligiste ; comme lui, dans ce cas, il est dépourvu de dichroïsme, et sans action sur la lumière polarisée. Le seul moyen de distinction consiste alors dans l'emploi de l'acide chlorhydrique concentré, qui décolore seulement le mica, tandis qu'il dissout le fer oligiste.

Reproduction artificielle.

Le fer oligiste se produit dans les volcans par décomposition du chlorure de fer sous l'influence de la vapeur d'eau. Gay-Lussac a répété avec succès, dans le laboratoire, cette réaction naturelle.

De Sénarmont a fait cristalliser l'hématite en décomposant sous pression une dissolution de perchlorure de fer, à environ 600°, dans un tube scellé. Il est remarquable que, dans ces conditions, au sein de l'eau, il se forme un oxyde de fer anhydre.

M. Daubrée a obtenu le fer oligiste par l'action du perchlorure de fer sur la chaux vive à haute température.

M. H. Sainte-Claire Deville a transformé le sesquioxyde de fer amorphe en hématite cristallisée, en faisant agir au rouge l'acide chlorhydrique gazeux.

Dans une de nos préparations artificielles de leucite associée au pyroxène, nous avons observé quelques lamelles rouges transparentes de fer oligiste.

RENVOI AUX PLANCHES.

XXI, 1. — XXIII, 1 et 2. — XLV, 2.

FER TITANÉ

Le fer titané, $(Ti, Fe)^2 O^3$, est infusible au chalumeau, difficilement attaquable par l'acide chlorhydrique concentré; la liqueur, filtrée et bouillie avec une feuille d'étain, donne une couleur violette caractéristique. Densité 4,50 à 5,00. Magnétisme variable, mais parfois sensible. Propriétés chimiques.

Rhomboédrique, avec des formes hexagonales, le fer titané présente parfois un état lamelleux suivant la face basale a^1. Il forme des macles avec la même face de jonction. Propriétés cristallographiques.

Ses sections ressemblent à celles du fer oligiste. Il affecte cependant, plus souvent que ce dernier, des formes en trémies creuses, emboîtées les unes dans les autres, ou celles de cristaux profondément déchiquetés.

Le fer titané se présente toujours en cristaux de première consolidation. Il est abondant dans un grand nombre de roches, telles que les diorites, les diabases et les dolérites, les gabbros et les euphotides, les porphyrites, les basaltes, les péridotites. Structure et associations.

Il est parfois difficile à distinguer du fer oxydulé et du fer oligiste : opaque et souvent en grains irréguliers, il présente à la lumière réfléchie un reflet brunâtre submétallique, différent du reflet bleu des deux minéraux précédemment cités. Actions secondaires. Diagnostic.

Mais la meilleure base de diagnostic doit être cherchée dans les enduits que les actions secondaires développent autour de ces divers grains à apparence métallique : le fer oxydulé ou oligiste s'entoure d'enduits oxydés bruns, ayant la couleur de la rouille et dépourvus d'action sur la lumière polarisée; parfois il se développe autour du fer oxydulé de petites lamelles

secondaires de mica noir très dichroïque (limburgite du Drevin, Saône-et-Loire).

Autour du fer titané, on aperçoit généralement au microscope un enduit grisâtre ou jaunâtre à bords ombrés, qui donne entre les nicols croisés tantôt une polarisation d'agrégat, tantôt des extinctions nettes et bien déterminées. M. Gümbel lui a donné le nom de *leucoxène*, qui couvre mal l'ignorance dans laquelle on est de sa véritable nature.

M. Zirkel a supposé qu'on pouvait avoir affaire à un carbonate de protoxyde de fer; mais le leucoxène est insoluble dans les acides. Pour M. Sandberger, le leucoxène est un titanate indéterminé; M. Cohen en fait de l'acide titanique pur. Enfin M. Rosenbusch propose de le rapporter parfois à l'anatase.

Il n'est pas douteux que le leucoxène ne soit associé fréquemment à du sphène bien caractérisé; on y aperçoit souvent des traces nettes de clivage; enfin le relief et les couleurs de polarisation sont bien ceux du sphène. C'est donc à ce minéral que nous pensons devoir rapporter la majeure partie des enduits cristallins que les actions secondaires développent autour du fer titané. Les ophites des Pyrénées en présentent de beaux et nombreux exemples.

RENVOI AUX PLANCHES.

XXV, 1 et 2. — XXXVI, 1.

ÉPIDOTE

L'épidote est un silicate alumineux et ferrugineux de chaux. Le fer y est à l'état de sesquioxyde. Les rapports d'oxygène sont les suivants : Propriétés chimiques.

$$\dot{R} : \tfrac{1}{3}\ddot{R} : \tfrac{1}{2}S\ddot{i} = 1 : 2 : 3.$$

Densité = 3,32 à 3,45.

L'épidote est monoclinique; l'angle mm, sur h^1, est de 69° 56′; $ph^1 = 115° 27'$. Les cristaux sont habituellement allongés suivant l'arête ph^1. Propriétés cristallographiques et optiques.

Il y a un clivage facile suivant p, imparfait suivant h^1; on voit en outre au microscope des cassures irrégulières parallèles à g^1.

L'épidote est un minéral négatif, dans lequel le plus grand axe d'élasticité sert de bissectrice à l'angle aigu des axes optiques; mais cet angle peut devenir très grand et s'approcher de 90°. Les axes optiques sont contenus dans le plan de symétrie g^1; leur dispersion est tout à fait négligeable, mais leur écartement paraît assez variable avec les échantillons d'épidote étudiés. Axes d'élasticité et optiques.

D'après M. Miller; en moyenne 2V = 87° 5′. M. Des Cloizeaux a trouvé :

Pour un cristal de la Caroline du Nord,	rayons rouges.	. .	75° 46′
— de provenance inconnue,	—	. . .	74° 0
— de Suisse,	—	. . .	87° 49′

En somme, 2V paraît varier entre 74° et 88°.

L'orientation de la bissectrice, par rapport aux arêtes du cristal primitif, est plus constante; M. Miller la considère comme coïncidant avec

l'arête $h^1 g^1$. Dans une épidote de la Caroline du Nord, M. Des Cloizeaux a trouvé pour cette orientation les angles suivants :

	Angle de l'arête pg^1 avec la normale optique.	Angle de l'arête $h^1 g^1$ avec la bissectrice.
Rayons rouges.	27° 47	2° 20′
— verts.	27° 9′	1° 42′
— bleus.	26° 43′	1° 16′

Il y a donc une dispersion sensible des axes d'élasticité ; mais elle est négligeable dans la lumière parallèle.

Section g^1.

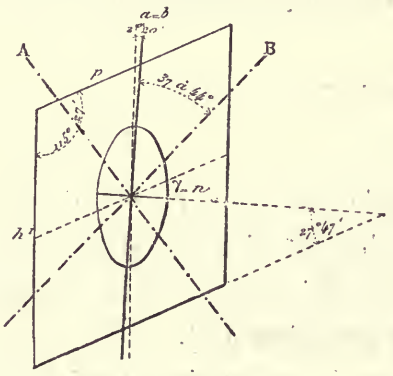


Fig. 119.

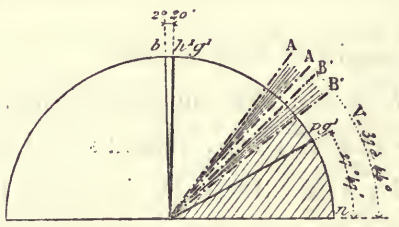


Fig. 120.

Extinctions dans les zones principales.

Conformément aux données exposées (page 61) et à celles du croquis (fig. 120), on voit que l'arête de zone pg^1 tombe dans le segment susceptible d'un maximum, tandis que l'arête $h^1 g^1$ n'est pas dans ce cas. La zone la plus importante, correspondant à l'allongement habituel est la zone de symétrie ph^1.

Zone $h^1 g^1$. — L'épure (fig. 121) rend compte de la courbe afférente à cette zone ; la valeur initiale de l'ordonnée ne dépasse pas 2° 20′ et descend jusqu'à 0° sans passer par un maximum ; l'extinction dans cette zone est donc toujours très voisine de l'arête de zone elle-même.

Nous prenons, comme toujours, pour abscisse l'angle du plan de section avec le plan initial g^1, et pour ordonnée l'angle d'extinction compté à partir de l'arête de zone.

Zone pg^1. — L'angle d'extinction part d'une valeur initiale minimum égale à 27° 47′ ; il passe ensuite par un maximum de valeur très voisine (dans un des exemples fournis par M. Des Cloizeaux, $2V = 75° 46'$; le maxi-

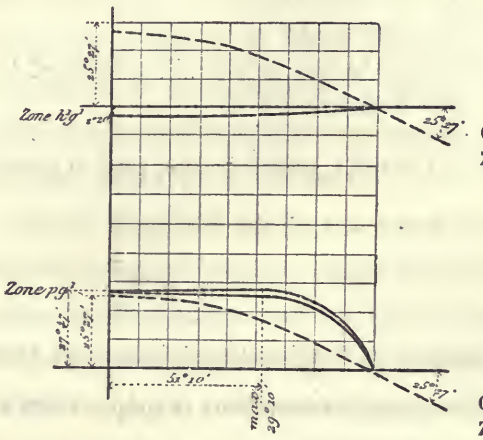


Fig. 121.

mum est alors égal à 29° 10′ pour $x = 51° 10'$), puis redescend vers 0°, lorsque le plan de zone, s'éloignant de g^1, approche de p.

La courbe est légèrement variable avec les diverses valeurs de V ; il est intéressant de savoir comment cette variation se produit, et comment se disposent les différentes courbes en xy qui ont une origine commune y_0, pour $x = 0$. Dans ce but, nous remarquerons que la zone pg^1 a son arête située dans le plan des axes optiques, hors de leur plus petit angle ; $\sin \gamma = 0$ (voir page 72).

Cherchons à exprimer y en fonction de x, y_0 et V, dans l'équation convenant à ce cas :

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1 - \cos^2 x \operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \beta}{\cos x (\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \beta)},$$

$$\beta - \alpha = 2V, \quad \text{d'où} \quad \alpha = y_0 - V ;$$
$$y_0 = \alpha + V, \quad \beta = y_0 + V.$$

On en déduit :

$$\operatorname{cotg} 2y = \frac{1 - \operatorname{tg}^2 y_0 \operatorname{tg}^2 V - \cos^2 x (\operatorname{tg}^2 y_0 - \operatorname{tg}^2 V)}{2 \cos x \operatorname{tg} y_0 (1 + \operatorname{tg}^2 V)} = \frac{A + B \operatorname{tg}^2 V}{C(1 + \operatorname{tg}^2 V)}.$$

Pour une même valeur x de l'abscisse, voyons comment varie y pour un accroissement dV :

$$\frac{d.\operatorname{cotg} 2y}{dV} = \frac{2 \operatorname{tg} V}{\cos^2 V (1 + \operatorname{tg}^2 V)^2} \frac{B - A}{C}.$$

Ici

$$A = 1 - \cos^2 x \operatorname{tg}^2 y_0,$$
$$B = \cos^2 x - \operatorname{tg}^2 y_0,$$
$$B - A = \cos^2 x (1 + \operatorname{tg}^2 y_0) - (1 + \operatorname{tg}^2 y_0) < 0,$$
$$C = 2 \cos x \operatorname{tg} y_0 > 0.$$

L'inspection de cette dérivée suffit pour voir que, sauf le cas où

$$B - A = 0, \text{ c'est-à-dire } x = 0$$
$$C = 0, \quad \text{» } \quad x = \frac{\pi}{2},$$

cot $2y$ décroît constamment lorsque V croît ; y croît donc pour un accroissement positif de V ; les courbes se succèdent régulièrement sans se couper entre $x = 0$ et $\frac{\pi}{2}$; seulement il convient de remarquer que, dans l'épure (*fig.* 121), le sens positif des y est dirigé de haut en bas ; les nombres déjà donnés pour suivre les extinctions de la zone pg^1 sont en effet complémentaires de y, ce qui est licite, puisqu'il existe constamment deux directions d'extinction à angle droit, pour chaque section considérée.

Clivages faciles de l'épidote. — L'épidote possède un clivage facile suivant p, imparfait suivant h^1.

1°) Le *clivage p* est parallèle à l'arête de zone dans la zone pg^1. Ses caractéristiques dans la zone $h^1 g^1$ sont :

$$\varepsilon = 0, \qquad \delta = 64° 33'.$$

Les extinctions de cette zone, rapportées aux traces p, oscillent donc entre 27° 47′ et 0°.

2°) Le *clivage* h^1 est parallèle à l'arête de zone dans la zone $h^1 g^1$. Ses caractéristiques, pour la zone pg^1, sont précisément les mêmes que ci-dessus :

$$\varepsilon = 0, \qquad \delta = 64° 33',$$

de telle sorte que les traces imparfaites de ce clivage se tiennent toujours fort près de la direction d'extinction de cette zone (*fig.* 121).

Résultats pratiques pour l'épidote. — A) Les cristaux sont généralement allongés suivant l'arête ph^1 ; cette zone est donc de beaucoup la plus impor-

tante; elle donne constamment des extinctions parallèles à la longueur; les traces du clivage facile p sont également parallèles à cette longueur.

B) La zone pg^1 donne suivant les sections allongées, voisines de p, des extinctions voisines de 0°; puis, lorsque le plan de zone se rapproche de g^1, les sections se raccourcissent et les extinctions, rapportées à la trace du seul clivage facile p, prennent et gardent longtemps des valeurs voisines de 29°. Le clivage difficile h^1 est voisin de l'extinction.

C) La zone $h^1 g^1$ donne des résultats analogues et des extinctions oscillant entre 28° et 0° par rapport à la trace p.

Macle.

Les grands cristaux d'épidote présentent souvent une macle suivant h^1; on l'observe rarement dans les cristaux microscopiques.

Couleurs de polarisation.

L'épidote donne des couleurs de polarisation extrêmement vives et uniformes, dans les teintes jaune et orange; ces couleurs présentent une limpidité spéciale, caractéristique, et que n'aurait pas fait prévoir l'état du minéral à la lumière naturelle; car ses granules et ses cristaux ne se montrent pas ainsi d'une limpidité exceptionnelle.

Coloration et polychroïsme.

Certaines épidotes en plaque mince sont à peine teintées; d'autres présentent une couleur jaune-citron. Les premières ne sont pas sensiblement polychroïques, ce sont les plus nombreuses. Dans les autres, on peut étudier le phénomène d'absorption; le maximum se produit quand le plan principal du nicol coïncide avec l'arête ph^1, c'est-à-dire avec l'orthodiagonale qui elle-même est parallèle à l'axe moyen d'élasticité (β) et à la longueur habituelle des cristaux : $\beta > \gamma > \alpha$.

Section h^1.

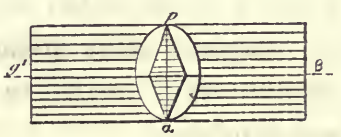


Fig. 122.

Il en résulte que, dans la zone ph^1, le maximum de coloration se produit lorsque la longueur du cristal et les traces du clivage facile coïncident avec le plan principal du nicol.

On observe souvent les colorations suivantes :

β. . . . . ton brun ou vert jaune.
γ. . . . . ton verdâtre ou jaune citron.
α. . . . . ton jaune très pâle.

Mais il convient de retenir que le polychroïsme dans l'épidote est un caractère incertain, en plaque mince : un grand nombre d'épidotes ne sont pas plus polychroïques que le pyroxène.

Il se produit au pourtour des granules d'épidote un phénomène marqué de relief, dû aux réflexions totales, et analogue à celui qui appartient au pyroxène.

Structure. On ne connaît pas l'épidote en cristaux de première consolidation ; il est parfois difficile de distinguer si elle est de seconde consolidation ou due à des actions secondaires immédiates. Enfin, elle est aussi le résultat d'actions secondaires médiates.

1°) *Épidote de seconde consolidation ou d'actions secondaires très immédiates.* — Elle se présente sous forme de petits cristaux granuleux, en nids ou agrégats diversement orientés, et ne paraissant épigéniser aucun des anciens éléments qu'elle moule et englobe. C'est sous cette forme qu'elle est parfois difficile à distinguer du pyroxène.

2°) *Actions secondaires immédiates.* — L'épidote remplit des filonnets et des vacuoles ou épigénise grossièrement des cristaux de pyroxène, d'amphibole, etc. On la voit alors souvent s'allonger suivant l'arête ph^1 et se grouper en éventail. Elle est facile à reconnaître et d'aspect caractéristique.

3°) *Actions secondaires médiates.* — L'épidote est le résultat de la décomposition de la roche, et particulièrement de l'élément feldspathique. Elle se comporte alors comme la calcite, à laquelle elle est fréquemment associée, et se montre en petites lamelles à couleurs vives, semées partout en abondance.

Associations. 1°) On connaît l'épidote, pour ainsi dire en association intime, dans les Pl. XXV, fig. 1 et 2. gabbros et surtout les euphotides (ophites des Pyrénées). Elle y est généralement accompagnée de quartz granulitique et paraît parfois le résultat final des actions qui ont successivement transformé le pyroxène en diallage et en amphibole.

2°) L'épidote paraît dans les mêmes roches en filonnets secondaires. Elle y est associée au grenat, au feldspath (labrador et oligoclase), au

pyroxène, et constitue ainsi de vrais petits filons d'épidosite (variolite de la Durance); elle contient fréquemment alors des aiguilles d'actinote. Pl XXIV, fig. 2.

On peut citer des filonnets secondaires d'épidote dans un grand nombre d'autres roches, granites, diabases, diorites, porphyrites. Pl. V, fig. 1 et 2.

3°) Certaines roches sont particulièrement attaquées par les actions secondaires conduisant à l'épidote. Telles sont les porphyrites du carbonifère, qui injectent volontiers les roches voisines de filonnets de ce minéral. Tels sont aussi les schistes amphiboliques de l'Oisans, dont les filonnets secondaires ont fourni de magnifiques échantillons minéralogiques d'épidote.

L'épidote contient souvent des inclusions liquides à bulle mobile; les aiguilles d'actinote y sont communes. Inclusions.

1°) Distinction avec le *pyroxène*, quand l'épidote n'est pas polychroïque (voir p. 363). Diagnostic.

2°) Distinction avec l'*amphibole*, quand l'épidote est polychroïque. Cette distinction doit être fondée sur les couleurs de polarisation éclatantes de l'épidote, sur son relief, sur ses clivages plus semblables à ceux du pyroxène qu'à ceux de l'amphibole.

RENVOI AUX PLANCHES.

I, 2. — V, 1 et 2. — XXIV, 2. — XXV, 1 et 2.

TALC

Le talc est un minéral micacé ressemblant beaucoup au mica blanc, dont il diffère cependant par le défaut d'élasticité de ses lamelles. C'est un silicate de magnésie plus ou moins hydraté. Il contient jusqu'à 6 pour 100 d'eau. Densité = 2,6 à 2,8. Propriétés chimiques.

$$\dot{Mg} : \tfrac{1}{2}\,Si = 2 : 5.$$

Le talc est difficilement attaquable aux acides, même à chaud.

On rapporte le talc au système orthorhombique ; l'angle de sa base est voisin de 120° ; c'est donc un minéral à forme limite, avec tendance aux formes du système hexagonal, et c'est en effet en paillettes hexagonales p, m, m, g^1 qu'on le rencontre. Propriétés cristallographiques et optiques.

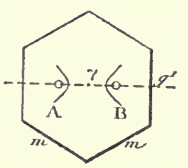


Fig. 123.

Il présente un clivage micacé suivant p, et deux autres très difficiles suivant m, m.

La bissectrice négative (γ) est perpendiculaire à p ; les axes optiques sont situés dans le plan h^1. $2V = 7°\,24'$.

On conclut des propriétés optiques précédentes que les sections constamment éteintes sont voisines de la forme hexagonale, et que, dans les zones pg^1, ph^1, h^1g^1, les lamelles de talc s'éteignent suivant leur longueur.

Le talc a une tendance à se disposer en rosettes régulières, donnant la croix noire entre les nicols croisés.

Les couleurs de polarisation sont extrêmement vives en plaque mince, et comme irisées, jaunes et rouges.

Le talc est incolore, parfois à peine verdâtre. Il est dépourvu de polychroïsme en plaques minces.

Structure. Sa structure est éminemment radiée; les lamelles régulières à une seule plage sont très rares. Souvent chaque cristal élémentaire, entrant dans la composition d'une rosette, est terminé par un pointement aigu.

Associations. Le talc est généralement un minéral secondaire, associé, à ce titre, à tous les minéraux magnésiens, y compris la serpentine. Cependant, on peut constater sa présence constante et probablement constitutive, due à des actions secondaires immédiates, dans certaines roches acides; telles sont Pl. XII, fig. 1. quelques micro-granulites et plusieurs porphyres à quartz globulaire carbonifère, dans lesquels il se présente abondamment en rosettes régulièrement radiées de consolidation récente.

Le talc contient parfois des aiguilles d'actinote et des lamelles de mica.

Diagnostic. *Distinction avec le mica blanc.* — Ce dernier minéral a ses fibres parallèles.

Distinction avec la séricite. — Elle présente des lamelles moins régulièrement divergentes, plus enchevêtrées.

Les procédés Szabo et Boricky peuvent être utilisés pour déceler la présence de la potasse dans le mica blanc et la séricite, son absence dans le talc.

RENVOI AUX PLANCHES.

XII, 1.

CHLORITES

On donne le nom de chlorites à une famille naturelle de minéraux, qui ressemblent aux micas par leurs propriétés organoleptiques. Mêmes formes hexagonales, avec un clivage basal extrêmement facile, doué d'un éclat assez vif ; même tendance à l'exfoliation suivant le clivage facile. Les chlorites sont vertes et leurs lamelles, quoique ductiles, ne sont pas élastiques.

Propriétés chimiques.

Les chlorites sont des silicates alumineux hydratés de magnésie et de fer. Elles contiennent environ 12 pour 100 d'eau. On peut les répartir en trois variétés principales :

COMPOSITION CHIMIQUE DES PRINCIPALES CHLORITES

ABSTRACTION FAITE D'ENVIRON 12 POUR 100 D'EAU.

		0/0	$\dot{R} : \frac{1}{3}\ddot{R} : \frac{1}{2}Si$	$(\dot{R}, \frac{1}{3}\ddot{R}) : \frac{1}{2}Si$
Ripidolite. Densité = 2,78 à 2,96	Riche en $\dot{Fe}$	23	12 : 9 : 14	1 : 0,66
	— $\ddot{Al}$	20		
	Pauvre en $\dot{Mg}$	15		
Pennine. Densité = 2,60 à 2,70.	Pauvre en $\dot{Fe}$	7	7 : 3 : 8	1 : 0,80
	— $\ddot{Al}$	11		
	Riche en $\dot{Mg}$	33		
Clinochlore. Densité = 2,65 à 2,78.	Pauvre en $\dot{Fe}$	3	8 : 6 : 10	1 : 0,71
	Riche en $\ddot{Al}$	17		
	— $\dot{Mg}$	33		

On voit, par ce tableau, qu'on ne possède que des données incertaines sur la composition atomique des chlorites. On a analysé des minéraux impurs ou des mélanges.

La pennine est la seule chlorite facilement attaquable par l'acide chlorhydrique.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Les propriétés cristallographiques des chlorites sont encore mal connues; il est probable qu'on a affaire à des systèmes cristallins à formes limites; l'instabilité de l'angle des axes optiques indique en outre des superpositions de réseaux cristallins empilés (voir page 187).

Ripidolite.

La *ripidolite* offre des formes hexagonales et appartient à un système cristallin encore mal défini. Elle n'a qu'un seul axe optique négatif, ou deux axes très voisins à bissectrice négative perpendiculaire au plan de clivage facile.

La double réfraction excessivement faible fait qu'en plaques minces elle donne des couleurs de polarisation d'un bleu foncé à peine perceptible.

Pennine.

La *pennine* est rigoureusement rhomboédrique; elle présente latéralement les faces p du rhomboèdre primitif avec une base a^1, parallèle au clivage facile et largement développée. En plaque mince, on aperçoit, en outre, des stries suivant les faces du prisme hexagonal.

L'axe optique unique est tantôt positif, tantôt négatif dans une seule et même plaque.

En lames minces, l'extinction est complète et constante pour les sections hexagonales, et parallèle aux lamelles pour toutes les autres sections.

Clinochlore.

Le *clinochlore* est monoclinique ; sa base hexagonale p présente un angle de 120° ; l'angle pm est égal à 66°3′. Le clivage p est extrêmement facile ; en lames minces, on aperçoit parfois les clivages m, m, g^1 formant des traces hexagonales, et même un second hexagone h^1, g^2, g^2.

La bissectrice positive (γ) n'est pas rigoureusement perpendiculaire à p ; l'angle des axes optiques, généralement situés dans g^1, est extrêmement variable (2E varie de 10° à 80°).

En lames minces, les sections hexagonales ne restent plus constamment éteintes, et les extinctions des autres sections ne se font plus nécessairement suivant les traces des clivages p.

Macles.

La *pennine* présente une macle analogue à celle des micas ; face de composition apparente a^1 (base hexagonale), avec rotation de 60° autour de la perpendiculaire.

Le *clinochlore* se montre fréquemment en rosettes maclées avec pénétration de trois individus qui semblent se toucher, suivant la face $b\,\frac{1}{3}$.

Cette disposition en rosettes plus ou moins compliquées est le cas général de toutes les chlorites au microscope.

Couleurs de polarisation.

Les couleurs de polarisation sont variables avec la nature des chlorites ; nous avons vu que certaines ripidolites polarisent à peine ; d'autres chlorites donnent de belles couleurs d'un bleu indigo profond entre les nicols croisés ; enfin les paillettes de chlorite, qui prennent naissance par décomposition de l'amphibole, sont parfois bordées de couleurs vives dans lesquelles domine le jaune.

Coloration et polychroïsme.

Les chlorites sont généralement colorées en vert et polychroïques dans les teintes vertes. Leur polychroïsme variable est moins marqué que celui de la hornblende. L'absorption est généralement moins intense suivant l'axe d'élasticité perpendiculaire à p que suivant les deux axes parallèles au clivage facile. Il en résulte, comme pour le mica, que les lamelles de chlorite présentent un maximum de coloration et d'absorption lorsque le plan principal du polariseur est parallèle à leur longueur. On peut vérifier cette propriété pour la chlorite des kersantons de Bretagne, etc.

Structure.

Au microscope, la chlorite se montre très radiée, à fibres enchevêtrées, parfois en sphérolithes réguliers. Les feuillets de la chlorite ne sont pas parallèles comme ceux du mica ; mais, en outre, chaque feuillet, suffisamment grossi, montre une structure intime fibreuse, avec radiations multiples.

Cette complication dans les fibres élémentaires rend difficile l'étude optique de la chlorite. On peut dire toutefois que les chlorites à axes optiques très rapprochés, et dans lesquelles les extinctions se font parallèle-

ment à la longueur de chaque fibre, sont de beaucoup les plus répandues. La présence du clinochlore dans les roches paraît donc douteuse.

Associations.

Le plus souvent, la chlorite est, dans les roches éruptives, le produit de l'altération secondaire du mica noir, de l'amphibole ou du pyroxène, et, dans les roches trachytoïdes, de la matière amorphe. On connaît de beaux exemples de ces altérations dans les kersantites, dans les mélaphyres, dans les granulites récentes de l'île de la Grande-Galitte (Algérie), dans les ophites des Pyrénées, dans les andésites pyroxéniques, etc. ; elle y est fréquemment accompagnée de calcite.

Pl. VIII, fig. 2.
Pl. IX, fig. 1 et 2.
Pl. XXV, fig. 1 et 2.

Le premier stade de l'altération est une transformation sur place ; le mica noir, par exemple, verdit, perd de son dichroïsme ; puis la chlorite l'épigénise en partie, mais ses fibres sont souvent encore dans la même orientation que celles du mica. Enfin la chlorite émigre au voisinage du minéral attaqué, remplit les interstices entre les grands cristaux, forme de petits filonnets et se comporte comme un minéral d'infiltration secondaire.

Inclusions.

La chlorite contient fréquemment des aiguilles incolores d'actinote et du fer oxydulé.

Diagnostic.

Distinction avec le *mica noir* (voir p. 342).

RENVOI AUX PLANCHES.

VIII, 2. — IX, 1 et 2. — XV, 1. — XXV, 1 et 2. — XXXIX, 1.

SERPENTINE (CHRYSOTILE)

Bibliographie.

Von Drasche. *Ueber Serpentin und Serpentinähnliche Gesteine.* Miner. Mitth. 1871.
Tschermak. *Beobachtungen über die Verbreitung des Olivins in den Felsarten.* Acad. des sciences de Vienne, juillet 1867.
— *Ueber Serpentinbildung.* Id.

Propriétés chimiques.

La serpentine est un produit de décomposition et d'hydratation des silicates magnésiens. Sa composition chimique paraît moins variable que cette origine ne pourrait le faire supposer *a priori;* le plus grand nombre des analyses conduit à la formule suivante :

$$\dot{Mg}^3 Si^2 + 2 \text{ ou } 3 \text{ Aq.}$$

Densité : 2,47 à 2,60.

La serpentine noircit dans le tube et donne de l'eau; au chalumeau, elle blanchit et fond difficilement. Elle est soluble dans l'acide chlorhydrique à chaud.

Propriétés optiques.

La serpentine forme des épigénies de péridot (Snarum en Suède, Penig en Saxe), de pyroxène (ophite labradorique de Laprabende, porphyrites du Morvan), d'enstatite (Baste-Harz, Martigny près Marmagne, Saône-et-Loire), plus rarement d'amphibole (Easton, Pensylvanie). Elle présente alors les formes des cristaux qu'elle a épigénisés; mais, par elle-même, elle paraît constituer un minéral surtout colloïde, tenant en suspension les fibres des minéraux qu'elle a désagrégés; ses concrétions ont, sur la lumière polarisée, une action analogue à celle de l'opale et de la pinite, quoique plus vive.

Cependant quelques-uns de ces produits concrétionnés, et notamment le *chrysotile,* qui traverse fréquemment en petits filonnets les plages de serpentine, ont une action tellement vive sur la lumière polarisée qu'on peut leur attribuer une individualité cristallographique : M. Des Cloizeaux a trouvé que la chrysotile présentait deux axes optiques écartés dans un plan passant par la longueur des fibres ; la bissectrice négative (α) serait perpendiculaire aux fibres.

La serpentine est généralement verte ; quelques-unes de ses variétés présentent un polychroïsme sensible ; telle est la métaxite (Schwarzenberg, Saxe), qui donne deux teintes, l'une verte, l'autre rougeâtre.

Mais, quels que soient les minéraux fibreux entraînés dans les concrétions successives qui constituent les plages de serpentine, la majeure partie de ce minéral doit être considérée comme constituée par une matière colloïde sans action propre sur la lumière polarisée, quoique éminemment susceptible de présenter les phénomènes optiques dus à la trempe. Aussi, dans les plaques très minces de serpentine, les couleurs de polarisation affectent des tons bleuâtres très pâles et une grande partie de la substance n'agit plus entre les nicols croisés ; dans les plaques épaisses, au contraire, les teintes sont souvent vives et brillantes.

Structure et associations.

La serpentine est toujours un produit d'actions secondaires ; on peut en distinguer trois variétés principales : 1° elle existe à l'état accessoire dans un grand nombre de roches ; 2° elle constitue l'élément principal du magma et provient de l'épigénie d'un monosilicate de magnésie, le péridot ; 3° elle constitue également l'élément principal de la roche considérée et provient de l'épigénie d'un bisilicate de magnésie, l'hypersthène.

Serpentine à l'état accessoire.

I. On trouve la serpentine à l'état accessoire dans un grand nombre de roches ; nous avons cité plus haut les différents minéraux que la serpentine peut épigéniser : le péridot, l'hypersthène (enstatite), le pyroxène, l'amphibole. On peut dire d'une façon générale que les actions secondaires transforment le pyroxène, l'amphibole et le mica noir plutôt en chlorite qu'en serpentine, tandis que le péridot et l'hypersthène sont généralement transformés en serpentine et en produits ferrugineux opaques. Mais cette

règle souffre de nombreuses exceptions et maintes porphyrites à pyroxène, notamment certaines porphyrites carbonifères, entièrement dénuées de péridot (porphyres noirs), contiennent fréquemment de la serpentine en veinules et en épigénies. La serpentine y est associée à de l'épidote; elle constitue des sphérolithes colloïdes d'une grande régularité, qui montrent, entre les nicols croisés, une croix noire située dans les plans principaux des nicols.

La plus grande partie de la substance verte, désignée sous le nom de *viridite* par quelques auteurs, nous paraît devoir être attribuée à la serpentine. Cette viridite n'a, en général, aucune forme cristalline, aucune action propre sur la lumière polarisée. Un des plus beaux exemples de viridite est celui que présente la dolérite à fer natif d'Ovifack. Le péridot y est très rare, le pyroxène très abondant, et il semble que la viridite y provienne de l'altération de ce dernier minéral. Le fer natif lui-même est intimement associé à cette matière serpentineuse, et, comme elle, il moule les cristaux allongés de labrador et les cristaux globuleux de pyroxène; son origine secondaire paraît intimement liée à celle de la serpentine. Pl. XXXVI, fig. 2.

Dans les basaltes et les mélaphyres, la viridite se présente souvent comme un état d'altération de la matière amorphe.

Un assez grand nombre d'autres minéraux sont ordinairement associés à la serpentine accessoire des roches; tels sont : la calcite, la chlorite, l'actinote, la calcédoine, enfin l'hématite et des produits ferrugineux opaques.

II. Les péridotites et les lherzolithes sont accompagnées de véritables épanchements en masse de serpentine (Lercouil, Pyrénées ; La Motte, Var). On sait que le péridot y est associé à l'enstatite, au diallage, au grenat, au fer chromé ; mais souvent il y constitue le minéral dominant, et c'est principalement à sa décomposition qu'il convient de rapporter les serpentines de cette série. Il en est de même des serpentines associées aux basaltes, très riches en péridot, qui se développent à la base des éruptions basaltiques de La Réunion. Serpentine en roche, épigénisant le péridot.

Vue au microscope, une pareille roche se montre sous la forme d'un Pl. LIV, fig. 1 et 2.

réseau à mailles assez régulières, dont la serpentine constitue la trame, tandis que le centre de chaque maille est souvent un noyau d'olivine encore intact.

Lorsque la transformation est complète, on peut y distinguer trois espèces de produits secondaires : 1° le remplissage des cassures primitives de l'olivine par une substance vert foncé, quelquefois bleuâtre, presque opaque et salie par des produits ferrugineux ; 2° une série de veinules de chysotile vert d'herbe, développant, dans chaque maille du premier réseau, un second réseau à peu près perlitique ; 3° le produit de la décomposition des derniers grains d'olivine, constitué par une serpentine vert jaunâtre à structure feuilletée, se teintant très faiblement entre les nicols croisés.

Le premier réseau reproduit naturellement les cassures très irrégulières qui caractérisent l'olivine. Les dessins qu'il souligne sont, à proprement parler, caractéristiques de la serpentine épigénisant le péridot. Le second réseau est perlitique; il rappelle entièrement la structure perlitique que l'on peut obtenir artificiellement par la dessiccation lente de la silice gélatineuse. Il est remarquable que la décomposition du péridot soit précédée par le dépôt de produits très ferrugineux dans ses premières fissures.

Lorsque la serpentine englobe des grains encore intacts de minéraux étrangers, elle les entoure souvent d'une bande finement concrétionnée qui révèle sa nature colloïde.

Serpentine en roche épigénisant les hypersthènes.

III. Un grand nombre de serpentines proviennent de l'altération d'un bisilicate magnésien (pyroxène rhombique) et généralement de l'enstatite. Les grains inaltérés d'enstatite sont ceux qui offraient le moins de clivages ; ils ressemblent alors, par la vivacité de leurs couleurs de polarisation, par l'apparence rugueuse de leur surface, par le relief de leurs bords, enfin par leur transparence incolore en plaque mince, aux grains inaltérés de péridot des serpentines précédentes. Il n'est pas rare de les trouver dénués des clivages et des inclusions caractéristiques de l'hypersthène et l'attaque à l'acide chlorhydrique, auquel ils résistent entièrement, est le seul moyen pratique de les distinguer à coup sûr de l'olivine.

Un grand nombre de serpentines paraissent provenir de l'altération de l'enstatite, à l'exclusion du péridot. Tel est le cas de nombreuses serpentines intercalées dans les gneiss, au voisinage desquelles ceux-ci se chargent parfois de graphite (Brière, La Croix-Blanchot, Martigny, près Marmagne, Saône-et-Loire ; Baste, Harz ; Budweis, Bohême). Elles sont souvent associées à du pléonaste et à de la calcite.

Ici encore, on trouve sous le microscope que la serpentine constitue un réseau à mailles multiples. Mais il ne présente plus l'irrégularité des alvéoles pour ainsi dire cloisonnées, propres aux serpentines à péridot. Les premières cassures se rapportent aux clivages primitifs de l'enstatite m, m, h^1, g^1, tous allongés suivant l'arête mm. Il en résulte que les mailles du réseau sont souvent allongées et relativement régulières. Quant à la serpentine provenant de la décomposition des derniers noyaux d'enstatite, elle passe souvent par l'état intermédiaire de bastite, et même alors qu'elle ne donne plus, entre les nicols croisés, que les phénomènes optiques propres aux substances colloïdes, on y reconnaît encore à la lumière naturelle les stries très fines et très rapprochées, caractéristiques de la bastite. Pl. LIII, fig. 1 et 2.

Ce n'est plus alors à la famille des péridotites ou des lherzolithes, mais bien à celle des gabbros ou des euphotides qu'il convient de rattacher de pareilles serpentines ; mais il convient d'ajouter que tous les intermédiaires existent dans la classe relativement nombreuse des gabbros ou euphotides à olivine.

RENVOI AUX PLANCHES.

XXVI, 1 et 2. — XXVII, 1 et 2. — XXXVI, 1 et 2. — LIII, 1 et 2. — LIV, 1 et 2.

SODALITE

La sodalite est un minéral complexe, dans la composition duquel il entre à la fois un silicate alumineux à base de soude et une quantité variable de chlorure de sodium. Propriétés chimiques.

Le silicate qui fait partie de ce minéral présente les rapports suivants entre les quantités d'oxygène de la soude, de l'alumine et de la silice :

$$\dot{Na} : \tfrac{1}{3}\ddot{Al} : \tfrac{1}{2}\ddot{Si} = 1 : 3 : 4.$$

Il est à remarquer que cette composition est exactement celle de la néphéline. La présence du chlorure de sodium dans la sodalite est donc ce qui distingue ces deux minéraux au point de vue chimique.

La proportion de chlorure de sodium contenu dans la sodalite varie de 1 à 7 pour 100. Poids spécifique de 2,1 à 2,3.

La sodalite appartient au système cubique. Sa forme habituelle est le dodécaèdre rhomboïdal, soit seul, soit associé aux faces du cube ou de l'octaèdre. Propriétés cristallographiques et optiques.

Elle n'exerce aucune action sur la lumière polarisée. Son relief est peu marqué.

C'est un minéral peu répandu dans les roches. La sodalite s'y présente généralement à l'état de produit d'altérations secondaires médiates. Elle remplit les fentes des cristaux; elle tapisse la paroi des cavités des roches ou même les obture entièrement ; elle épigénise les feldspaths et la néphéline. Structure et associations.

Elle se montre aussi à l'état de produit de première consolidation, sous forme de cristaux complets, moulés par les autres éléments cristallins ambiants. Tel est le cas dans la miascite de Miask, où elle est bordée par des cristaux de mica blanc et d'éléolite, dans certaines phonolithes (Pas de Compains, Cantal) et dans des téphrites.

I. Les *miascites* et les *syénites éléolitiques* sont les seules roches ante-tertiaires qui contiennent de la sodalite. Elles sont connues dans trois gise-
Pl. XLV, fig. 1 et 2. ments principaux : 1° en Norvège, où on les désigne sous le nom de syénites zirconiennes ; 2° en Transylvanie, aux environs de Ditro ; 3° à Miask en Sibérie.

Dans le premier gisement, la sodalite accompagne l'orthose, l'oligoclase, le mica noir, l'amphibole, le zircon, le sphène, l'éléolite en grandes plages unies ou en agrégats calcédonieux. L'oligoclase et l'éléolite sont rongés irrégulièrement, et leurs cavités sont pleines de sodalite. L'amphibole elle-même est en grande partie détruite : une portion de ses lamelles a disparu et la sodalite en occupe la place; de telle sorte que l'ensemble des deux minéraux prend quelquefois l'apparence d'une sorte de micro-pegmatite.

Dans la syénite de Ditro (ditroïte), la sodalite se montre associée aux minéraux suivants : éléolite, microcline, oligoclase, apatite, mica noir, amphibole, sphène, pléonaste.

Enfin dans la miascite, avec la sodalite on trouve l'éléolite, l'orthose, le mica blanc, le mica noir et l'amphibole. La sodalite de cette localité est chargée de petites inclusions d'actinote, alignées parallèlement aux arêtes et aux diagonales du cube.

II. Les roches tertiaires qui possèdent de la sodalite sont plus variées. Le gisement le plus connu est celui des environs de Naples (champs Phlégréens et île d'Ischia). La sodalite y est à l'état de produit secondaire épigénisant surtout l'orthose vitreux. Les roches à sodalite des champs Phlégréens sont des andésites, remarquables par l'abondance des cristaux d'orthose parmi les produits de la première consolidation et par la fréquence des groupements sphérolithiques qu'affectent les microlithes d'oli-

goclase de seconde consolidation. Les grands cristaux de ces roches autres que l'orthose vitreux sont le pyroxène, la hornblende, le mica noir, le labrador, l'apatite. Les éléments de seconde consolidation autres que l'oligoclase, sont l'albite, l'orthose, le mica noir, le fer oxydulé et l'augite.

Les roches à sodalite de l'île d'Ischia sont des andésites micacées, plus riches encore que les précédentes en orthose et en mica noir.

En Auvergne, la sodalite existe dans le phonolithe du Pas de Compains (Cantal) sous forme de petits dodécaèdres réguliers d'une grande netteté, disséminés en petit nombre au milieu des autres éléments de la roche. Pl. XLVIII, fig. 2.

Enfin, M. Rosenbusch a signalé ce minéral dans une téphrite de l'Afrique septentrionale, où il se présente en grands cristaux qui ressemblent à certains échantillons d'haüyne.

La sodalite est fréquemment altérée, particulièrement dans les andésites des environs de Naples ; elle est devenue terne ; elle a perdu en partie sa transparence et a pris une couleur rosée due à des infiltrations ferrugineuses. Actions secondaires.

La sodalite est facilement attaquée par les acides, avec dépôt de silice gélatineuse ; pour faire convenablement cette attaque et déterminer dans la liqueur obtenue la présence du chlorure de sodium, deux précautions sont indispensables : 1°) il convient de réduire en poudre ou en lame mince la matière soumise à l'expérience et de la laver à l'eau bouillante pour enlever préalablement le chlorure de sodium qui imprègne si souvent les roches volcaniques ; 2°) il faut évaporer à sec le liquide résultant de l'attaque par l'acide nitrique, afin de rendre la silice insoluble, puis reprendre par l'eau distillée. C'est cette dernière liqueur que l'on traite par le nitrate d'argent pour déceler la présence du chlore. Réactions qualitatives.

La sodalite contenue dans les roches à l'état de produit d'altération médiate peut être confondue avec de la matière vitreuse ou avec de l'opale gélatinoïde. Elle se distingue de ces deux produits par la facilité avec laquelle elle est attaquée par les acides, par le dépôt de silice résultant de cette attaque et par les cristaux de chlorure de sodium que fournit Diagnostic.

l'évaporation du liquide obtenu, lors même que l'on a employé l'acide nitrique comme agent de l'attaque.

Sous forme cristalline, la sodalite peut être confondue avec la leucite et l'haüyne. Elle se distingue, dans ces deux cas encore, par la dernière réaction que nous venons de citer et, en outre, elle diffère de l'haüyne par l'absence des cristaux de gypse qui résultent de la concentration du liquide obtenu en traitant ce minéral par l'acide nitrique.

RENVOI AUX PLANCHES.

XLV, 1 et 2. — XLVIII, 2.

ANDALOUSITE (CHIASTOLITE)

Bibliographie.

ROSENBUSCH. *Ueber die Contactzone von Barr-Andlau.* Leon. Jahrb. 1875, 849.
— *Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald.* Strasbourg, 1877.

Propriétés chimiques.

Silicate d'alumine de la formule $\dot{\dot{\dot{A}}}l\,Si$. Densité: 3,08 à 3,20. Infusible, inattaquable aux acides; l'acide fluorhydrique peut être employé pour décaper ses cristaux.

Propriétés cristallographiques et optiques.

L'andalousite est orthorhombique, voisine de la forme carrée; l'angle *mm* est d'environ 91°. Les faces habituelles sont *m*, *p*, e^1, avec allongement ordinaire suivant l'arête *mm*.

Il y a deux clivages très faciles suivant *m*, *m*, et un troisième plus difficile suivant h^1. Les clivages *m* se distinguent nettement dans les plaques minces; plus réguliers que ceux du pyroxène, moins fins et moins rapprochés que ceux de l'amphibole, ils constituent un des traits caractéristiques de l'andalousite.

Ce minéral ne se présente jamais maclé.

La bissectrice (α) est négative, parallèle à l'allongement des cristaux et par conséquent à l'arête *mm*; les axes optiques, situés dans le plan g^1, sont très écartés; d'après M. des Cloizeaux, 2V atteint environ 85°.

A cause de cet écartement considérable, les sections un peu obliques sur l'arête *mm* s'éteignent souvent sous des angles notables, malgré leur forme encore sensiblement rectangulaire.

En plaques minces, l'andalousite se pare de couleurs de polarisation assez intenses, rappelant celles du pyroxène.

Elle possède des colorations verdâtres, grisâtres, violacées. Les variétés colorées sont fortement polychroïques; d'après Haidinger, l'absorption maximum a lieu suivant la bissectrice α; $\alpha > \beta > \gamma$. Les rayons polarisés vibrant suivant α donnent une couleur rouge brun, suivant β vert jaunâtre, suivant γ vert pâle dans les teintes olive. Dans la zone d'allongement *mm*, les cristaux d'andalousite présentent donc leurs teintes les plus foncées quand les fentes des clivages sont parallèles à la plus courte diagonale du nicol.

Il convient d'ajouter qu'un grand nombre de variétés ne présentent aucune coloration sensible en plaque mince et paraissent alors à peu près dépourvues de polychroïsme, surtout dans les sections parallèles à *p*. Dans les sections longitudinales, on saisit parfois encore des teintes rosées et verdâtres. L'andalousite est donc, comme l'épidote et comme la cordiérite, un des minéraux qui perdent leur polychroïsme quand on les réduit en plaques minces.

Structure. L'andalousite est un minéral secondaire, de formation métamorphique. En cristallisant, elle entraîne souvent des particules charbonneuses ou ferrugineuses qui servent de pigment aux schistes encaissants. Tantôt ces particules se distribuent régulièrement dans les plans de clivage, tantôt elles dessinent des sortes de cristaux composants; cette association n'est pas une macle, mais bien une simple juxtaposition de cristaux parallèles entre eux et s'éteignant simultanément entre les nicols croisés. Les dessins ainsi produits sont toujours en relation avec la symétrie de la section : on on les voit souvent limiter un petit cristal central parallèle au grand, et d'où partent quatre lignes noirâtres suivant les diagonales.

Jamais la substance charbonneuse ou ferrugineuse ne se montre réunie en amas compacts; jamais non plus, elle ne peut être confondue avec de simples fragments de schiste encaissant. C'est aux variétés d'andalousite chargées de cette matière pigmentaire, et ressemblant par cette particularité au dipyre, qu'on a réservé le nom de *chiastolite*.

Les cristaux d'andalousite ne se montrent pas sous la forme microlithique; ils sont parfois mal délimités et passent par gradations insensibles

aux schistes, généralement micacés, dans lesquels ils se sont développés.

C'est principalement dans les gneiss, dans les micaschistes ou dans les schistes, au voisinage des éruptions de granite ou de granulite, que l'on rencontre l'andalousite. Les conditions dans lesquelles elle a pris naissance par voie métamorphique donnent un grand intérêt aux minéraux qui lui sont associés, car de cette étude peut dépendre la détermination de l'âge géologique d'un certain nombre de roches éruptives granitoïdes. On doit à M. Rosenbusch un examen approfondi de ces associations; nous en résumerons les principaux résultats. Associations.

On peut, en général, dans les schistes modifiés par le contact d'une roche granitoïde, distinguer trois zones principales d'actions métamorphiques :

1°) La plus éloignée présente des sortes de noyaux individualisés et se trouve ainsi composée de *schistes maclifères*. Les noyaux sont caractérisés par une concentration du pigment des schistes, pigment organique ou ferrugineux. Parfois on reconnaît que ces noyaux présentent en outre un ciment cristallisé de chiastolite ou plus rarement de dipyre.

2°) La zone qui vient ensuite est plus cristalline; la fissilité disparaît; le mica noir se développe; elle est composée de *schistes micacés maclifères*. Pl. III, fig. 1. Les noyaux de chiastolite ou de dipyre se présentent avec les mêmes caractères que dans la première zone; mais il y a en outre un développement métamorphique évident de quartz et de mica noir et une disparition complète des silicates hydratés, tels que la chlorite. Comme minéraux accessoires, parfois abondamment développés, on peut citer la staurotide, l'andalousite, la cordiérite, la tourmaline, le mica blanc. Le mica noir n'est pas ici à un axe; peut-être convient-il de le rapporter à la phlogopite.

3°) A cette zone succèdent des roches encore plus compactes, souvent dépourvues de noyaux de chiastolite, mais, à cela près, de composition analogue aux précédentes. On y trouve en outre parfois du fer oxydulé, du grenat, de la calcite.

Il est extrêmement remarquable que le feldspath fasse entièrement défaut dans le cortège des minéraux qui entrent dans la composition des

schistes maclifères; on ne peut donc les assimiler à des gneiss, ni réciproquement comparer la formation des gneiss à celle des schistes maclifères. Cependant nous rappellerons ici qu'au voisinage des masses de granulite et même de granite, il se développe souvent des cristaux secondaires d'orthose dans les gneiss gris; lorsque cette action métamorphique est due à la granulite, elle est accompagnée de la production de mica blanc et de sillimanite. La sillimanite est un silicate d'alumine de même composition que l'andalousite; il y a donc là un point de ressemblance entre les schistes maclifères et les gneiss granulitiques.

Les divers phénomènes relatifs aux schistes maclifères se sont produits et ont été signalés dans les schistes anté-siluriens et siluriens (Bretagne), dans les schistes dévoniens (Cornouailles). Ils se sont également développés avec intensité dans des schistes micacés à chiastolite qui paraissent à la base du carbonifère, entre Bourbon-Lancy et Luzy (Nièvre, Saône-et-Loire).

Inclusions. L'andalousite est pauvre en inclusions caractéristiques; aux petites particules ferrugineuses et charbonneuses de la chiastolite, se joignent des lamelles de mica noir.

Actions secondaires. Les actions secondaires s'attaquent énergiquement à l'andalousite, qui est rarement intacte, et la transforment en une matière fibreuse. Les fibres se développent souvent perpendiculairement aux clivages faciles.

Diagnostic. 1°) L'andalousite peut être confondue avec le *pyroxène*, à cause de la similitude d'allures de leurs clivages. Elle se distingue par la valeur toujours petite des angles d'extinction, quand on considère des sections allongées; par l'absence fréquente de toute coloration en lame mince; parfois l'andalousite présente une couleur jaune paille bien différente des tons jaune brunâtre ou verdâtre habituels au pyroxène; enfin les dessins cruciformes que présente souvent la chiastolite ne laissent en général subsister aucun doute.

2°) La distinction avec la *staurotide* peut être plus délicate.

Dans les sections parallèles à p, il n'existe aucune difficulté, car l'angle de l'andalousite est voisin d'un droit, tandis que celui de la staurotide est

de 129°; de plus, ce dernier minéral ne possède qu'un clivage facile g^1, parallèle à la plus courte diagonale.

Dans les sections longitudinales, on aura recours aux caractères suivants : la staurotide est très souvent maclée; l'andalousite ne présente jamais de macle; la staurotide est plus colorée dans les tons jaunes ou bruns que l'andalousite, en plaque mince; enfin elle contient un grand nombre d'impuretés et se trouve souvent associée à des grains de quartz.

Reproduction artificielle.

MM. H. Sainte-Claire Deville et Caron ont produit un silicate d'alumine cristallisé (angle $mm = 91°$), dans lequel le rapport d'oxygène de l'alumine est à celui de la silice, comme 2 : 1, tandis que l'andalousite est caractérisée par le rapport 3 : 2. Leur procédé consiste à faire passer du fluorure de silicium sur l'alumine à haute température, ou réciproquement du fluorure d'aluminium sur de la silice.

RENVOI AUX PLANCHES.

III, 1 et 2.

SILLIMANITE (FIBROLITE)

La sillimanite présente la même composition que l'andalousite, $\ddot{A}l\,S\ddot{i}$; sa densité est de 3,23; elle est également inattaquable aux acides et infusible.

C'est un minéral orthorhombique; $mm = 111°$; les cristaux, très allongés suivant l'arête *mm*, présentent un clivage facile h^1 et des cassures transversales.

La bissectrice (γ) positive est parallèle à l'allongement; les axes optiques sont situés dans h^1; la dispersion est considérable.

Les couleurs de polarisation sont très vives et comparables à celles du mica blanc. En plaque mince, la sillimanite est incolore et dépourvue de polychroïsme.

Les prismes très allongés et cannelés de sillimanite se groupent entre eux, parallèlement les uns aux autres; ils constituent ainsi des faisceaux microlithiques se parant de couleurs vives entre les nicols croisés.

On les trouve développés, par action métamorphique de la granulite, dans les gneiss et les schistes. Ils sont alors associés au mica blanc et nettement postérieurs aux autres éléments de la roche. Sous cette forme secondaire, la sillimanite a une véritable importance, au point de vue pétrographique; elle apparaît en minces et nombreux délits blanchâtres, parfois nacrés, à structure fibreuse, dans les gneiss gris, au voisinage immédiat des filons de granulite. Les gneiss granulitiques francs ne la contiennent plus; elle paraît donc constituer une roche de passage entre le gneiss gris et le gneiss granulitique, entièrement transformé par la granulite éruptive

Pl. II, fig. 2.

(gneiss de Broye et de Marigny-l'Église, Saône-et-Loire ; gneiss du Cantal, vallée de l'Alagnon ; schistes de Buena-Vista de San Pedro, Venezuela).

C'est probablement à la sillimanite qu'il convient de rapporter les microlithes inclus dans la cordiérite de quelques roches granitoïdes.

RENVOI AUX PLANCHES.

II, 2. — XIII, 6.

DISTHÈNE

Bibliographie.

Bauer. *Beitrag zur Kenntniss der krystallog. Verhältnisse des Cyanits.* Ztsch. d. deutsch. Geol. Gesell. 1878, 283.

Vom Rath. *Ein Beitrag zur Kenntniss der Krystallisation des Cyanits.* Ztschf. für Krystallog. 1878, 1.

Propriétés chimiques.

Le disthène est un silicate d'alumine de la formule $\ddot{A}l\,S\ddot{i}$, comme l'andalousite et la sillimanite. Sa densité oscille entre 3,58 et 3,68. Il est infusible et inattaquable aux acides.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Le disthène est triclinique; ses faces les plus habituelles sont m, t, p, avec allongement suivant l'arête mt. Angles $mt = 106°\,15'$, $ph^1 = 99°\,4'$, $pg^1 = 83°\,3'$. L'angle plan de la face m est presque droit et égal à $90°\,15'$.

Il y a deux clivages très faciles m et t, et un irrégulier suivant p.

Section m.

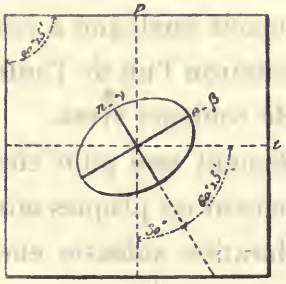


Fig. 124.

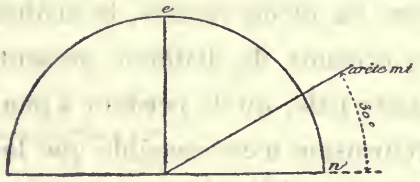


Fig. 125.

La bissectrice, toujours négative (α), est sensiblement perpendiculaire à la face m.

Dans le plan m (fig. 124), la normale optique n, trace du plan des axes

optiques, fait avec l'arête *mt* un angle de 30°, et avec l'arête *pm* un angle de 60° 15′.

La dispersion est négligeable.

Extinctions dans la zone d'allongement *mt*.

Il résulte des données de la figure 125, combinées avec l'épure générale (page 61), que les extinctions du disthène dans la zone d'allongement *mt* oscillent entre un maximum de 30° (face *m*) et 0° (face perpendiculaire à *m* et passant par l'arête *mt*). Le maximum de 30° sera donc caractéristique du disthène et permettra notamment de le distinguer de la glaucophane, dont l'extinction est loin d'atteindre un pareil maximum dans la zone h^1g^1.

Macles.

Le disthène présente, suivant la face d'association *m* (dont l'angle plan est presque rectangulaire), trois macles distinctes suivant que l'axe de rotation est perpendiculaire à *m*, se confond avec l'arête *mt* ou enfin avec l'arête *mp*.

Au point de vue des extinctions dans la zone d'allongement favori *mt*, la première de ces macles se comporte comme un cristal unique, car la rotation a lieu autour de la bissectrice.

Les deux autres macles donnent naissance à des cristaux hémitropes dont les extinctions, dans la zone *mt*, se font symétriquement par rapport à la ligne de macle. L'angle maximum compris entre deux lamelles hémitropes pourra donc tendre vers 60° au fur et à mesure que le plan de zone se rapproche de la face d'association *m*.

Le disthène présente encore une quatrième macle analogue à celle de la staurotide, avec deux individus allongés, à 60° environ l'un de l'autre.

Couleurs de polarisation. Coloration, polychroïsme.

Entre les nicols croisés, le disthène se pare de couleurs vives.

Les cristaux de disthène présentent généralement une jolie couleur bleue, assez pâle, qu'ils perdent à peu près entièrement en plaques minces. Le polychroïsme n'est sensible que lorsque la coloration subsiste encore; les sections parallèles à *t* sont les plus dichroïques.

Le relief est moyen.

Structure.

Le disthène se développe généralement sous l'influence d'*actions secondaires*. C'est un minéral métamorphique au premier chef. Il se présente souvent en cristaux isolés, allongés suivant *mt*, dans lesquels les clivages

faciles, parallèles à la longueur, dessinent de fines stries, tandis que le clivage irrégulier p produit quelques cassures perpendiculaires.

Le disthène se montre aussi en agrégats fibreux.

On le connaît dans les micaschistes, les gneiss, les leptynites, rarement dans les éclogites en association avec le grenat, la smaragdite, etc., plus rarement encore dans le granite.

Certains sables des rivages de la mer ou d'alluvions le contiennent abondamment; tels sont ceux de Groix (Bretagne). Pl. IV, fig. 2.

Le disthène est pauvre en inclusions; on y trouve du grenat, du mica noir. Les clivages sont souvent oblitérés par des produits ferrugineux et notamment par des paillettes hexagonales de fer oligiste. Inclusions.

La seule confusion possible est avec la glaucophane dans certaines éclogites. Généralement la glaucophane est plus colorée que le disthène en plaques minces, et par suite beaucoup plus polychroïque. Dans la zone $h^1\,g^1$, les extinctions du disthène atteignent un maximum de 30°, supérieur à celui de la glaucophane; c'est la seule zone qui puisse prêter à confusion, les clivages de la glaucophane se coupant sous un angle plus aigu que ceux du disthène. Diagnostic.

RENVOI AUX PLANCHES.

IV, 2.

STAUROTIDE

Bibliographie.

Von Lasaulx. *Ueber Staurolith.* Mineral. Mittheilungen, 1872, 173.
Lechartier. *Thèse inaugurale,* Paris, 1864.

Propriétés chimiques

La staurotide est un silicate d'alumine et de fer sur la composition duquel règne quelque incertitude, due aux nombreuses impuretés qu'il contient généralement.

Si le fer était entièrement à l'état de sesquioxyde, l'oxygène des bases serait à peu près à celui de la silice dans le rapport de 2 à 1. Mais il est à remarquer que, d'après les analyses les plus récentes, une portion du fer se trouve à l'état de protoxyde. Densité variable de 3,52 à 3,73. La staurotide est infusible et inattaquable aux acides; l'acide fluorhydrique peut servir à la décaper.

Propriétés cristallographiques et optiques.

Elle appartient au système orthorhombique; l'angle des faces m est de 129° 26′; les faces les plus habituelles sont m, g^1, p, a^1; l'allongement a lieu suivant l'arête mm.

Les plaques minces montrent un clivage facile bien rectiligne suivant g^1, et un autre beaucoup moins marqué suivant m.

La staurotide est fréquemment maclée en forme de croix ; tantôt cette macle, combinée avec une pénétration des deux cristaux composants, a lieu suivant une face $e^{\frac{2}{3}}$ de la zone pg^1 et conduit à une croix rectangulaire ; tantôt les branches de la croix font entre elles un angle voisin de 60°. Au microscope, certains cristaux de staurotide, qui paraissaient simples à l'œil

nu, se montrent composés de deux séries de lamelles maclées à angle droit; on reconnaît ces macles soit aux extinctions, soit à la direction des clivages faciles g^1, qui pour une des séries semblent parallèles à la base p, soit enfin aux différences de teintes développées par le polychroïsme.

La bissectrice (γ) est positive et normale à la base p. Le plan des axes optiques se confond avec h^1; ils sont très écartés; 2 V est voisin de 90°. Nous ferons ici les mêmes observations que pour l'andalousite (voir page 451), relativement à l'obliquité des extinctions.

Les couleurs de polarisation sont très vives et assez limpides.

La staurotide est jaune ou brune, et conserve cette coloration même en plaques très minces ou en très petits cristaux. C'est là une de ses propriétés les plus caractéristiques.

Le polychroïsme est modéré, mais nettement reconnaissable, même en plaque mince, tandis qu'un grand nombre d'andalousites (chiastolites) n'en présentent plus un sensible en pareille circonstance. C'est suivant la bissectrice γ, allongée parallèlement à l'arête mm, qu'a lieu l'absorption maximum, combinée avec une teinte rouge brunâtre; suivant les axes d'élasticité α et β contenus dans le plan p, les teintes sont jaunâtres et plus claires.

Au pourtour des cristaux de staurotide, les réflexions totales sont très marquées et le relief très net.

Structure. La staurotide est, comme l'andalousite, un minéral de développement métamorphique. Elle peut se présenter en grands et petits cristaux; les grands sont toujours très impurs, les petits relativement très purs. Lorsque les petits cristaux sont maclés, ils ne se pénètrent pas toujours réciproquement comme les grands. Les grands cristaux de staurotide qui paraissent simples à l'œil nu, sont souvent maclés, comme nous l'avons dit plus haut; parfois aussi ils présentent des associations de cristaux parallèles analogues à celles de la chiastolite.

Associations. Les associations de la staurotide sont les mêmes que celles de l'andalousite. Les inclusions sont plus variées : la staurotide contient presque toujours du quartz, souvent des produits chloriteux et micacés et du grenat. M. Rosenbusch y signale comme très caractéristiques de petites inclu-

sions ponctuées en forme de couronne; il a trouvé dans les staurotides des Alpes des microlithes prismatiques, courts et incolores. Autour de ces diverses inclusions se développe une auréole beaucoup plus polychroïque que le reste du minéral et invisible à la lumière naturelle.

Distinction avec l'andalousite (voir page 454). Diagnostic.

CORINDON

Alumine pure cristallisée dans le système rhomboédrique, à un axe optique.

On a récemment signalé plusieurs variétés de rubis présentant deux axes optiques, parfois très écartés. M. Mallard considère le corindon comme orthorhombique, à angle voisin de 120°. Densité 3,90 à 4,16. Infusible, inattaquable aux acides.

Le clivage a^1 est mal marqué au microscope ; il existe parfois des macles suivant les faces *p*.

La double réfraction est énergique; les couleurs de polarisation sont vives.

Dans le *saphir*, variété de corindon bleue, M. Sorby a signalé de nombreuses inclusions d'acide carbonique, et des microlithes aplatis, tabulaires, de forme triangulaire avec un angle aigu, rangés suivant les trois faces *p* du rhomboèdre primitif. Saphir.

Le *rubis*, variété de corindon rouge par suite de la présence de certains oxydes métalliques, contient beaucoup moins d'inclusions liquides que le saphir; elles sont généralement de nature aqueuse; on y connaît trois espèces de microlithes : les microlithes aplatis du saphir, de petits octaèdres qu'on a rapportés à un spinelle, enfin des microlithes arrondis de couleur orange. Rubis.

L'*émeri*, qui sert à la préparation des plaques minces et en général au polissage, est principalement composé de grains de saphir mêlés à du fer oxydulé ou à de l'hématite. Émeri.

Le corindon paraît généralement un minéral de développement métamorphique; on le trouve dans les gneiss, les schistes, les calcaires granuleux et les dolomies.

Reproduction artificielle.

Le corindon est le minéral qui a été reproduit artificiellement le plus fréquemment et par les méthodes les plus variées.

Ebelmen l'a obtenu en fondant à haute température un mélange d'alumine et de borax, et volatilisant ce dernier corps.

M. Gaudin a fait cristalliser l'alumine en fondant l'alun ammoniacal au chalumeau à gaz oxy-hydrogène.

MM. Sainte-Claire Deville et Caron ont fait réagir l'acide borique sur le fluorure d'aluminium à haute température, dans un creuset de charbon; ils ont ainsi produit de larges lamelles rhomboédriques. Par addition de quantités plus ou moins considérables de fluorure de chrome, ils ont obtenu le rubis ou le saphir.

M. Daubrée a reproduit le corindon par l'action du chlorure d'aluminium sur la chaux.

Enfin MM. Fremy et Feil préparent les différentes variétés de corindon, en fondant à haute température un aluminate fusible dans des creusets en terre réfractaire. L'aluminate employé de préférence est celui de plomb, sur lequel la silice des parois du creuset réagit à haute température.

DIAMANT

Le diamant, carbone cristallisé dans le système cubique, présente tantôt les formes du cube, tantôt celles de l'octaèdre régulier. Macles fréquentes suivant a^1 (face de l'octaèdre) avec axe de rotation perpendiculaire à a ou à p. Clivages nets suivant a^1.

Densité 3,50 à 3,53.

Le diamant présente, en plaques relativement épaisses, des phénomènes optiques analogues à ceux que la trempe développe dans les matières colloïdes. Quelques échantillons semblent montrer des réseaux maclés non isotropes, à peu près orientés comme les traces des clivages faciles a^1.

Le gisement du diamant est celui des minéraux métamorphiques de développement secondaire : disthène, staurotide, grenat, spinelle, cymophane, corindon, euclase. D'autres minéraux, associés dans les sables diamantifères, semblent témoigner du voisinage des granulites : tels sont le beryl, la topaze, la tourmaline, le rutile. — Au Brésil, il serait parfois engagé (Heusser et Claraz) dans des itacolumites, schistes dans lesquels le mica est remplacé par l'oligiste.

On a signalé avec doute dans le diamant des inclusions étoilées de matière fuligineuse, des petits cubes de diamants diversement colorés, des prismes de pyrite, des lamelles d'or, des paillettes de chlorite, des cristaux de quartz et de topaze.

M. Cohen a établi avec certitude que les *miroirs* des diamants du Cap sont des inclusions de fer oligiste tabulaire, analogue, comme forme à celui du Saint-Gothard.

Brewster y a signalé des cavités à gaz.

GRAPHITE

Carbone pur, difficile à brûler même aux plus hautes températures. Le graphite est vraisemblablement hexagonal; cependant quelques auteurs l'ont rapporté au système monoclinique. Il possède un clivage basal parfait. Il laisse une trace noire sur le papier.

Densité, 2,09 à 2,23

Au microscope, il se montre opaque, doué dans la lumière réfléchie d'un reflet noir violacé.

On le trouve dans le granite et dans les gneiss, remplaçant et parfois épigénisant le mica noir. Il constitue le pigment d'un grand nombre de schistes et de dolomies et a été comme condensé par certains minéraux métamorphiques, tels que la chiastolite, la couséranite, le dipyre.

Il se produit artificiellement dans la fonte de fer.

M. H. Sainte-Claire Deville l'a obtenu en faisant passer un courant de chlorure de carbone dans un bain de fonte liquéfiée.

ZÉOLITHES

Bibliographie.

Von Lasaulx. *Picranalcime de Monte-Catini*. Neues Jahrb. f. Min. 1878.
— *Desmine (Stilbite)*. Zeit. für Krystall. 1878, II, 6.
Mallard. *Phénomènes optiques anormaux*. Ann. des Mines, 7e série, X, 1876.
— Soc. minéralog. de France, 1878, 107.

Les zéolithes sont des silicates hydratés, attaquables aux acides avec production de silice gélatineuse, et donnant de l'eau dans le tube ouvert.

Elles constituent des silicates d'alumine et d'une base monoxyde variable, à l'exception de la seule apophyllite qui ne contient pas d'alumine.

Quelques-unes des zéolithes ont une importance réelle au point de vue pétrographique, à cause de l'abondance avec laquelle elles se présentent, comme produits secondaires, dans les druses et dans les vacuoles d'un grand nombre de roches basiques récentes et de quelques mélaphyres. Ce sont les suivantes :

ZÉOLITHES FRÉQUENTES DANS LES ROCHES.	SYSTÈME CRISTALLIN LIMITE.	$\dot{R}$	$\frac{1}{3}\dddot{R}$	$\frac{1}{2}Si$	$\dot{H}$	$\dot{R}$
Mésotype (natrolite).	Orthorhombique.	1	3	6	2	$\dot{Na}$. . . . $\dot{Ca}$
Analcime	Cubique.	1	3	8	6	$\dot{Ca}$
Chabasie	Rhomboédrique..	1	3	9	6	$\dot{Ca}$ . . . . $\dot{K}$
Stilbite (desmine).	Orthorhombique.	1	3	12	6	$\dot{Ca}$. . . . $\dot{Na}$

Toutes les zéolithes sont transparentes et incolores; en lames très minces, elles présentent généralement des indices de macles multiples, qui

ont conduit M. Mallard à les rapporter à des systèmes moins symétriques que ceux auxquels leurs formes paraissent liées. MM. Von Lasaulx et Schrauf ont récemment fait connaître des faits nouveaux à l'appui de cette hypothèse.

Analcime. Au microscope, l'analcime s'éteint à peu près entièrement entre les nicols croisés.

Chabasie. La chabasie polarise dans les teintes propres aux feldspaths; ses macles, extrêmement multiples, sont constituées par des lamelles hémitropes accolées à la façon de celles des feldspaths tricliniques; cette hémitropie se produit suivant les faces p ou a^1 du rhomboèdre; en plaque mince, on la voit simultanément dans deux directions au moins.

Les cristaux de chabasie sont rarement allongés; ils présentent des clivages peu distincts suivant p et sont tantôt positifs, tantôt négatifs.

Mésotype et stilbite. La mésotype et la stilbite polarisent suivant des teintes généralement vives et limpides; elles se distinguent de l'aragonite et de la calcite par l'absence complète de toute irisation. Bien qu'elles soient actuellement rapportées au système monoclinique, l'extinction de leurs cristaux, allongés suivant $h^1 g^1$, se fait très rigoureusement parallèlement à la longueur. La bissectrice de la natrolite (mésotype) est positive et parallèle à cet allongement favori. Celle de la stilbite, également perpendiculaire à la base p, est négative. Les deux zéolithes constituent des agrégats radiés et même des sphérolithes absolument réguliers dans les vacuoles des roches volcaniques.

Lorsque les cristaux ne sont pas mesurables, il est indispensable de recourir à un essai chimique pour distinguer la mésotype de la stilbite. Les procédés Szabo et Boricky sont également applicables.

CALCITE

Carbonate de chaux, $\dot{C}a\ddot{C}$. Densité : 2,50 à 2,77. Propriétés chimiques.

La calcite fait effervescence avec les acides les plus faibles. Le microscope permet de saisir les petites bulles d'acide carbonique développées par les acides; c'est un des moyens les plus sûrs de constater la présence de traces de ce minéral dans les plaques minces.

Propriétés cristallographiques et optiques.

La calcite est rhomboédrique. Elle possède trois clivages extrêmement faciles suivant les faces du rhomboèdre primitif p. Suivant la face basale a^1, les sections en lame mince de calcite présentent donc des cassures orientées à 120° les unes des autres, parallèlement aux côtés d'un hexagone régulier. Ces traces des clivages faciles sont très régulières, rectilignes et souvent d'une grande finesse.

La calcite présente des macles suivant quatre faces principales d'assemblage distinctes, qui sont :

La base a^1 du prisme hexagonal;

Le rhomboèdre primitif p;

Les rhomboèdres inverses e^1, b^1.

M. Reusch a montré qu'on peut transformer une lame de clivage de calcite en une série de lamelles maclées suivant b^1, en appuyant simplement sur la lame, posée elle-même sur un support en caoutchouc, une sorte de spatule à bords arrondis dont on dirige le plan à peu près suivant b^1. Il se produit alors, parallèlement à cette face, une légère dénivellation, raccordée par une petite lamelle hémitrope très brillante, dont l'orientation

optique est précisément celle que comporte une macle suivant la face d'association b^1, avec axe de rotation perpendiculaire.

Cette macle, fréquente dans la calcite secondaire des roches éruptives, rappelle, au microscope, celle des feldspaths tricliniques.

La calcite est douée d'un axe optique unique négatif (α). Elle présente une double réfraction énergique; l'indice de réfraction des rayons ordinaires 1,6543 est plus grand que celui des rayons ordinaires dont le minimum est de 1,4833. L'absorption est faible, mais sensiblement plus forte pour les rayons ordinaires : $\gamma > \alpha$.

Les couleurs de polarisation sont essentiellement caractéristiques de la calcite en lames minces; elle se présente alors comme irisée par des couleurs grises, roses et bleues, rappelant les feux de la perle fine. C'est, en plus fin, l'apparence irisée présentée par le mica blanc et le talc. Les grains de calcite sont dénués de relief.

Dans les plages maclées de calcite, dans lesquelles la face d'association est inclinée sur le plan de la lame mince, les couleurs de polarisation se développent avec un seul nicol, le long de la projection de la face d'assemblage.

Structure et associations.

La calcite ne se présente guère dans les roches éruptives qu'à l'état secondaire : en filonnets, à l'état de remplissage dans les vacuoles, sous forme d'épigénie dans les roches basiques; elle est alors associée aux zéolites (vacuoles), à la serpentine et à la chlorite (épigénie des bisilicates), au talc et au kaolin (épigénie de feldspaths calciques), etc.

On l'observe fréquemment sous ces diverses formes à l'état d'agrégats finement granuleux, dénués d'orientations régulières.

Pl. IV, fig. 1 et 2.

Quelques roches paraissent normalement chargées de calcite et peut-être y existe-t-elle à l'état primordial; telles sont les kersantites de Bretagne, où elle forme d'assez grandes plages à orientation unique, uniformément répandues dans toute la masse éruptive.

RENVOI AUX PLANCHES.

IX, 1 et 2. — XXI, 2. — XXVI, 1 et 2. — XXVII, 1 et 2.

ARAGONITE

Chaux carbonatée orthorhombique. Densité : 2,94. Clivage facile g^1, imparfait m et e^1.

La bissectrice négative (α) se confond avec l'arête $h^1 g^1$; les axes optiques sont situés dans h^1 ; $2V = 18°$.

Les couleurs de polarisation, en lame mince, sont vives dans les teintes gris perle avec irisations carminées, analogues à celles de la calcite.

Macles des plus fréquentes et multiples suivant des faces de la zone $h^1 g^1$; faces de composition : m, g_1, g^2.

L'aragonite se présente au microscope en grandes plages à extinction uniforme, ou en faisceaux fibreux radiés. Dans le premier cas, elle se distingue de la calcite par l'apparence de ses clivages allongés suivant l'arête $h^1 g^1$, beaucoup plus irréguliers et moins marqués que ceux de la calcite. L'extinction a souvent lieu suivant les traces de ces clivages.

Dans le second cas, ses cristaux bacillaires se groupent en éventail ; leur terminaison est rectangulaire. Parfois on distingue également des zones de concrétion concentrique (Santorin, filons de Théra).

L'aragonite est fréquente dans les druses et les vacuoles de la plupart des roches basiques modernes et des mélaphyres ; elle y est associée aux zéolites et à la calcite.

FIN.

BIBLIOGRAPHIE

ABRÉVIATIONS.

C. R. = Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des sciences, Paris.
S. E. = Savants étrangers, id.
B. S. G. = Bulletin de la Société géologique de France.
B. S. M. = Bulletin de la Société minéralogique de France.
A. M. = Annales des mines.
A. Ch. Ph. = Annales de Chimie et de Physique.
L. J. = Jahrbuch, ou Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, herausgegeben von G. Leonhard und H. Br. Geinitz.
Z. D. G. G. = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft.
P. A. = Poggendorf's Annalen für Physik und Chemie.
S. W. A. = Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften zu Wien.
B. M. = Monatsberichte der k. Akademie der Wissenschaften zu Berlin.
T. M. M. = Tschermak's Mineralogische Mittheilungen. Wien.
A. Ch. Pharm. = Annalen der Chemie und Pharmacie.
Z. X. = Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie, publié par M. Groth.

ALLPORT, Sam. On the Basaltic rocks of the Midland coalfields. — Geol. Mag. 1870. VII. N°. 70. 159-161.
— On the structure of a phonolithe from the Wolf Rock. — Geol. Mag. 1871. VIII. N°. 84. 247. — L. J. 1872. 650.
— Note on the phonolithe of Wolf Rock. — Geol. Mag. 1874. N° 124 (2). I. 462.
— On the microscopic structure of the pitchstones rocks of Arran. — Geol. Mag. 1872. N°. 91. IX. 1-9. — L. J. 1872. 758.
— On the microscopic structure of the igneous rocks of Arran. — Geol. Mag. 1872. N°. 102. IX. 536-544.
— The microscopical examination of rocks and minerals. — Monthly microscopical Journal. 1er août 1870. Vol. III. N°. XX. 98-103. London.

1. Les éléments de cette bibliographie sont en partie empruntés à celle qui figure dans la Pétrographie de M. Rosenbusch.

ALLPORT (Sam.). Geologische Skizze des Wetterhorns in Berner Oberland. — Z. D. G. G. 1878. XXX. 267.
— On the classification and nomenclature of rocks. — Geol. Mag. 1875 (2). II. N°. 138. 583-586.
— On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites. — Quart. Journ. geol. Soc. 1874. N°. 120. XXX. 529-567. — L. J. 1875. 425.
— On the metamorphic rocks surrounding the Land's-End Mass of Granite. — Quart. Journ. geol. Soc. 1876. N° 128. XXXII. 407-427.
— On certain ancient devitrified pitchstones and perlites from the Lower Silurian District of Shropshire. — Geol. Mag. (2). IV. N°. 157. 332. July. 1877. — Quart. Journ. geol. Soc. 23 May 1877.
ANDREWS (Th.). Ueber die Zusammensetzung und mikroskopische Structur gewisser basaltischer und metamorpher Gesteine. — P. A. LXXXVIII. 321. 1853. — L. J. 1855. 829.
ANGELBIS. Petrographische Beiträge (Palaeopikrit von Dillenburg, Labradorporphyr von Westfalen). — Inaugur. Dissert. Bonn. 1877.
ANGER (Fr.-Arno.). Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. — T. M. M. 1875. III. — L. J. 1876. 213.
ANONYME. Sur les liquides qui existent dans les cavités des minéraux. — Journal of the Franklin. Institution. XII. 213. — L. J. 1838. 66.
ARTOPÉ (Gust.-Jul.-Arm.). Ueber augithaltige Trachyte der Anden. — Inaug. Diss. Göttingen.
AUBENTON (D'). Sur les causes qui produisent trois sortes d'herborisations dans les pierres. — Mémoires de l'ancienne Académie. 1772. 21 et 667-673.
BABINET. Propriétés optiques des minéraux. — C. R. 1837. 758.
BÄNTSCH (Al.). Die Melaphyre des südlichen und östlichen Harzes. — Abhandl. der naturf. Ges. Halle. 1858. IV.
BAILEY (J. W.). Microscopical Examination of Soundings made by the U. S. Coast Survey of the Atlantic Coast of the U. S. — Silliman Journ. 1851. 132.
— Report upon the results of microscopic examinations of the Soundings... from Ireland in the Arctic. — Silliman. 1857. 153.
BAKER (H.). Beiträge zum nützlichen und vergnüglichen Gebrauch des Mikroskops. Augsburg. 1754.
— Employment for the microscope. 2nd edition. London. 1764.
BALTZER (A.). Geognostisch-chemische Mittheilungen über die neuesten Eruptionen auf Vulcano und die Producte derselben. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. 36-62.
— Ueber die nördliche Grenzregion der Finsteraarhorn-Centralmasse. — L. J. 1878. 26 et 449.
BARANOWSKY (J.). Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Granitporphyre. — Z. D. G. G. 1874. XXVI. 552. — L. J. 1875. 199.
BARROIS (Ch.). Sur un filon de gabbro, falaise de la Mort Anglaise, Finistère. — B. S. G. 1878 (3). VI. 178.
BAUER (Max). Untersuchungen über die Glimmer und verwandte Minerale. — P. A. 1869. CXXXVIII. 337.
— Ueber einige physikalische Verhältnisse des Glimmers. — Z. D. G. G. 1874. XXVI. 137-180. — L. J. 1876. 538.
— Ueber das Krystallsystem und die Hauptbrechungscœfficienten des Kaliglimmers. — T. M. M. 1878. I. 17.
— Beitrag zur Kenntniss der krystallographischen Verhältnisse des Cyanits. — Z. D. G. G. 1878. XXX. 283.
BAUMHAUER (H.). Ueber die Aetzfiguren und den Asterismus am Doppelspathe. — P. A. 1869. CXXXVIII. 563.
— Ueber Aetzfiguren und die Erscheinung des Asterismus an Krystallen. — P. A. 1870. CXL. 271.
— Ueber die Aetzfiguren des Apatits und des Gypses. — Sitzber. k. Bayer. Akad. Wiss. München. 1875. II. 169. — L. J. 1875. 190.
— Die Aetzfiguren am Kaliglimmer, Granat und Kobaltnickelkies. — Sitzber. k. Bayer. Akad. Wiss. München. 1874. III. — L. J. 1875. 192.
— Die Aetzfiguren am Lithionglimmer, Turmalin, Topas und Kieselzinkerz. — L. J. 1876. 1-9.
— Studien über den Leucit. — Z. X. 1877. I. 3.
— Die Aetzfiguren am Adular, Albit, Flussspath und chlorsaurem Natron. — L. J. 1876. 602.
— Zur Frage nach dem Krystallsystem des Harmotoms. — Z. X. 1878. II. 113.
— Aetzversuche an Quartzkrystallen. — Z. X. 1878. II. 117.
— Beitrag zur Kenntniss der Glimmer, insbesondere des Zinnwaldits. — Z. X. 1879. III. 113.
BECKE (Friedrich). Gesteine der Halbinsel Chalcidin. — T. M. M. 242.
— Gesteine von Griechenland. — T. M. M. 1878. 459-469.
BEHRENS (H.). Vorläufige Notiz über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Grünsteine. — L. J. 1871. 460.
— Mikroskopische Untersuchungen über die Opale. — S. W. A. Dec. 1871. LXIV. — L. J. 1872. 316.
— Ueber Porcellan und verwandte Entglasungsproducte. — P. A. 1873. CL. 386-399.

BEHRENS (H.) Ueber das Spectrum des Edelopals. — L. J. 1873. 920.
— Mikroskopische Untersuchung des Pechsteins von Corbitz. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. 1871. XXI. 267.
— Die Krystalliten. Mikroskopische Studien über verzögerte Krystallbildung. Kiel. 1874.
BERNATH (J.). Beiträge zur Kenntniss des Noseanphonoliths vom Hohentwiel. — Bern. 1877.
BERTELS (G. A.). Ein neues vulkanisches Gestein. — Verhandlungen der Würzburg. physik.-med. Ges. N. F. VIII. 1874.
BERTHIER. Sur quelques sels doubles et sur quelques autres composés obtenus par voie sèche. — A. Ch. Ph. 1828. 246.
BERTRAND (Em.). De l'application du microscope à l'étude de la minéralogie. — B. S. M. 1878. 22. — 1878. 96.
BERWERTH (Fr.). Felsarten aus der Gegend von Rosignano und Castellina maritima südlich von Pisa. — T. M. M. 1876. IV. 229-240.
BLANCK (Hugo.). De lapidibus quibusdam viridibus in saxo rhenano, quod vocatur Grauwacke, repertis. Bonn. 1865.
BODEWIG (C.). Ueber den Glaukophan von Zermat. — P. A. 1876. CLVIII. 224. — L. J. 1876. 771.
BONNEY (T. G.). The Lherzolithe of Ariège. — Geol. Mag. 1877. N° 152 (2). IV. 59-64.
— The Serpentine and associated rocks of the Lizard District. — Geol. Mag. (2). IV. N° 157. July. 1877. — Quart. Journ. geol. Soc. 23 May 1877.
— Notes of the relation of the igneous rocks of Arthur Seat. — Proceedings of the G. Association. V. N° 8.
— On the serpentine and associated rocks of the Ayrshire coast. — Quart. Journ. geol. Soc. 1879. XXXIV. 769.
— On certain rockstructures as illustrated by pitchstones and felsites in Arran. — Geol. Mag. 1877. (2). IV. 499.
— On the microscopical structure of Luxullianite. — Mineral. Mag. Nov. 1877. N° 7.
— Notes on the felsite of Bittadon. N. Devon. — Geol. Mag. 1878. (2). V. 207.
— On specimens of Gabbro from the Pennine Alps. — Mineral. Mag. 1878. (2). V.
— Notes on the microscopic structure of some Welsh rocks. Quart. Journ. geol. Soc. 1878. 144.
BONNEY (T. G.) & HOUGHTON (F. T. S.). On some mica-traps of the Kendal and Sedbergh districts. — Quart. Journ. geol. Soc. 1879. XXXV. 157.
BONSDORF (von). Ueber die chemische Zusammensetzung des Labradors und die Ursache seines Farbenspiels. — Ber. über die Verhandlungen der Ver. Deutscher Naturf. zu Prag. pg. 147. — L. J. 1838. 681.
BORICKY (Em.). Ueber die Mikrostructur und chemische Zusammensetzung des Basalts vom linken Elbufer im Süden des böhmischen Mittelgebirges. — Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. Prag. Juli-December. 1870.
— Ueber Dolerite und einige Basalte des böhmischen Mittelgebirges. — Ibidem.
— Ueber Noseanbasalte des linken Elbufers. — Ibidem. — L. J. 1872. 540.
— Ueber die Basalte des westlichen Theiles des böhmischen Mittelgebirges. — Ibidem. — L. J. 1871. 524.
— Ueber Basalte mit mehr oder weniger vorwaltendem glasigen Magma. — Ibidem. 12. Jan. und 29. Nov. 1872. — L. J. 1872. 955.
— Ueber Phonolith. — Ibidem. 19. April. 1871.
— Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag. 1873.
— Ueber die Nephelinphonolithe Böhmens. — Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. 1874. Prag.
— Petrographische Studien an den Phonolithen Böhmens. Prag. 1874.
— Petrographische Studien an den Melaphyrgesteinen Böhmens. Prag. 1876.
— Ueber Perowskit als mikroskopischen Gemengtheil eines für Böhmen neuen Olivingesteines, des Nephelinpikrites. — Sitzber. der math. naturw. Classe der k. böhm. Ges. der Wiss. 1876. — L. J. 1877. 539.
— Elemente einer neuen chemisch-mikroskopischen Mineral-und Gesteinsanalyse. — Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. III. Abthl. V. Prag. 1877. — Cf. Sitzber. k. böhm. Ges. Wiss. 9. Februar. 1877.
— Der Glimmerpikrophyr. T. M. M. 1878. 493.
— Ueber den dioritischen Quartzsyenit von Dolanky. — T. M. M. 1879. 78.
BORNEMANN (J. G.). Ueber Pflanzenreste in Quarzkrystallen. — Z. D. G. G. 1861. XIII. 675.
BOUÉ (A.). Ueber die mikroskopische Untersuchung der Gebirgsarten mit Hülfe ihrer mechanischen Zerreibung. — S. W. A. 1863. XLVII. 457.
BOYLE (Rob.). Elements and considerations upon colours, with a letter containing observations on a diamond that shines in the dark. 1663. — 2. Auflage. 1670.
— De gemmarum origine et virtutibus. Hamburgi. 1673.
BRANCO (W.). Die Vulkane des Herniker Landes bei Frosinone in Mittel-Italien. — L. J. 1877. 561.

BREITHAUPT (A.). Ueber den Quarz von Euba und über optische Zweiaxigkeit tetragonaler und hexagonaler Krystalle. — P. A. 1864. CXXI. 326.

BREWSTER (Dav.). Observations on the relation between the optical structure and the chemical composition of the Apophyllite. — Edinb. phil. Journ. 1822.

— Ueber das Dasein zweier neuer, mit einander nicht mischbarer und merkwürdige physikalische Eigenschaften zeigender Flüssigkeiten. — Transact. Roy. Soc. Edinb. X. 1. — Edinb. philos. Journ. IX. 94 and 268 (cf. auch Edinb. philos. Journ. III. 98). — P. A. 1826. VII. 469.

— Ueber das Brechungsvermögen der beiden neuerlich in Mineralien entdeckten Flüssigkeiten nebst nachträglichen Bemerkungen über die Natur und Eigenschaften dieser Substanzen. — Edinb. Journ. of Science. IX. 122. — P. A. 1826. VII. 489.

— Ueber das Dasein einer neuen Flüssigkeit in einer grossen Höhlung eines Sapphirs. — Edinb. Journ. of Science. XI. 155. — P. A. 1827. IX. 510.

— Ueber die Zurückwerfung und Zerlegung des Lichtes an der Trennungsfläche von Mitteln mit gleicher oder verschiedener Brechkraft. — P. A. 1829. XVII. 29.

— Remarkable Peculiarity in the structure of Glauberite. — Transact. of the Roy. Soc. Edinb. 1831. XI.

— Certain new Phenomena of colour in Labradorite. — Ibidem.

— On the structure of diamond. — Philos. Magazine (3). VII. 249. — P. A. 1835. XXXVI. 563. — L. J. 1834. 225. — 1835. 529. — 1836. 590.

— Ueber Cymophan. — L. J. 1836. 209.

— Ueber die Farben des irisirenden Achates. — Philos. Magazine. 1843 (3). XXII. 213. — P. A. 1844. LXI. 134.

— On the cause of the colours in precious Opal. — Edinb. new philos. Journ. 1845. XXXVIII. 385. — L. J. 1845. 608.

— On crystals in the cavities of Topaz which are dissolved by heat and re-crystallize on cooling. — Edinb. new philos. Journ. 1855. XXXVIII. 386. — L. J. 1845. 608.

— On the modification of the doubly refracting and physical structure of Topaz by elastic forces, emanating from minute cavities. — Lond. Edinb. and Dubl. philos. Mag. and Journ. of Science. 1847. XXXI. 101. — Transact. Roy. Soc. Edinb. XVI. part. 1. 7.

— On the existence of crystals with different primitive forms and physical properties in the cavities of minerals with additional observations on the new fluids in which they occur. — Lond. Edinb. and Dubl. philos. Magazine and Journ. of Science. 1847. XXXI. 497.

— On the phenomena of luminous rings in calcareous spar and Beryl as produced by tabular cavities containing the two new fluids. — Lond. Edinb. and Dublin philos. Mag. and Journ. of Science. 1848. XXXIII. 489.

— On the optical figures produced by the disintegrated surfaces of crystals. Phil. Mag. 1853. V. 16.

— Ueber Höhlungen in Bernstein mit Gasen. — Philos. Mag. (4). V. 233. — P. A. 1854. XCI. 605. — L. J. 1855. 842.

— Ueber eine merkwürdige mit Flüssigkeit gefüllte Höhlung in Topas. — Philos. Mag. (4). V. 235. — P. A. XCI. 607. 1854. — L. J. 1854, 819. — 1856. 43.

— Höhlungen in Diamant, Topas, Beryll. — Edinb. new philos. Journ. 1861. XVI. 130. — L. J. 1864. 78.

BROEGGER (W.-C.) und REUSCH (H.-H.). Vorkommen des Apatit in Norwegen. Z. D. G. G. 1875. XXVII. — L. J. 1876. 196-198.

BROEGGER (W.-C.) und vom RATH (Gerh.). Ueber grosse Enstatitkrystalle von Kjörrestad im Kirchspiel Bamle im südlichen Norwegen. — B. M. 26 October 1876.

BUCHNER (O.). Ueber den Meteorstein von Hungen und über Meteoriten im Allgemeinen.

BUECKING (Hugo). Die geogn. Verhältnisse des Büdingerwaldes. — XVII Bericht d. Oberhess. Ges. f. Natur u. Heilk. 1879. 49.

— Ueber Augitandesit und Plagioklasbasalt. — T. M. M. 1877. 537.

— Ueber Augitandesite in der Südlichen Rhön und in der Wetterau. T. M. M. 1878. 1.

— Ueber Basalt vom Sudöstlichen Vogelsberg und von Schwarzenfels in Hessen. T. M. M. 1878. 101.

— Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. — L. J. 1879. 371.

— Mikroskopische Untersuchung des Tärkis. — Z. X. 1878. II. 163.

BUNSEN (R.). Flammenreactionen. — A. Ch. Pharm. 1866. CXXXVIII. 257.

BÜTSCHLY (O.). Mikrostructur des Augits und Flüssigkeitseinschlüsse in Plagioklas. — L. J. 1867. 701.

CALDERON Y ARANA. Ofita de Trasmiera (Santander). Anal. de la Soc. esp. de hist. nat. 1878. VII.

CAPELLINI (G.). Sull' analisi mecanica delle roccie crittomere per mezzo delle camine sottili o del microscopio. — Bologna. 1876.

CARIUS. Ueber die metamorphischen Thonschiefer von Eichgrün in Sachsen. — Erdmann's Journal LXV. 118. — A. Ch. Pharm. 1855. XCIV. 45. — L. J. 1856. 595.

CARMICHAEL. Formation des cristaux dans les traps et les scories. — American Association for the advancement of science, Congress of Hartford. — Revue scientifique 1875. N° 49. 1167.

— Roches trappéennes de l'Allemagne. — Ibidem. — Revue scientifique 1878. N° 49. 1168.

COHEN (Em.). Die zur Dyas gehörigen Gesteine des südlichen Odenwalds. Heidelberg, 1871. — L. J. 1872. 98.

— Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. — L. J. 1874. 460-505.

— Ueber einige eigenthümliche Melaphyr-Mandelsteine aus Süd-Afrika. — L. J. 1875. 113-127.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfedern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im östlichen Süd-Afrika. Hamburg, 1875 (Friedrichsen's 2. Jahresbericht der geograph. Ges. in Hamburg). — L. J. 1876. 213.

— Vorläufige Notiz über ein massenhaftes Vorkommen basischer Gesteinsgläser. — L. J. 1876. 744-747.

— Ueber die sogenannten Hypersthenite von Palma. — L. J. 1876. 747-752.

— Ueber Einschlüsse in süd-afrikanischen Diamanten. — L. J. 1876. 752.

— Ueber den Meteoriten von Zsadang, Temesvar Comitat, Banat. — Heidelberg, 1876.

COHEN und BENECKE. Geogn. Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. — Strassburg, 1879.

CORDIER. Mémoire sur les substances minérales dites en masse, qui entrent dans la composition minéralogique des roches volcaniques de tous les âges. — Journal des Mines, 1816. N° 227. XV. 259. — A. Ch. Ph. 1816. III. 285. — Savy et Dunod, 1868.

COSSA (Alf.). Sulla diorite quarzifera porfiroide di Cossato nel Biellese. — Atti Real. Acad. dei Lincei, 1876 (2). III.

— Ricerche di chimica mineralogica sulla Sienite del Biellese. — Atti del. Real. Acad. Torino, 1875 (2). XXVIII. — L. J. 1876, 874.

— Sulla predazzite periclasifera del Monte Somma. — Atti del. Real. Acad. dei Lincei. 1876. Roma.

— Sul Serpentino di Verrayes in Valle d'Aosta. — B. Acad. Lincei, 1878 (3). II.

— Sur la cendre et la lave de la récente éruption de l'Etna. — 1879. C. R. 1358.

CRAIG. Messung mikoskopischer Krystalle. — L. J. 1840. 578.

CREDNER (Herm.). Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebietes. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. 104—223.

— Der rothe Gneiss des sächsischen Erzgebirges. Z. D. G. G. 1877. 757.

CREDNER (G.-Rud.). Die krystallinischen Gemengtheile gewisser Schieferthone und Thone. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Halle, 1874. XLIV. — L. J. 1875. 423.

— Das Grünschiefersystem von Hainichen im Königreich Sachsen in geologischer und petrographischer Beziehung. — Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Halle, 1876. XLVII. — L. J. 1876. 435.

DAINTREE (R.). Notes on the geology of the colony of Queensland. — Quart. Journ. geol. soc. 1872. XXVIII. 271-317.

DALMER (C.). Die Feldspathpseudomorphosen der Wilhelmsleite bei Ilmenau. — L. J. 1878. 225.

DAMOUR (A.). Nouvelles analyses et réunion de la mélilite et de la humboldtilite. — A. Ch. Ph. 1844. 59.

— Sur une obsidienne de l'Inde qui a éclaté avec détonation au moment où on la sciait. C. R. 1844. 4.

— Analyses de plusieurs feldspaths et roches volcaniques de l'Islande. — B. S. G. 1849. 83.

— Examen minéralogique d'une roche désignée sous le nom de lherzolithe. B. S. G. 1861. 413.

DANA. (E.-S.). Roches trappéennes de la vallée du Connecticut. — American Association for the advancement of science. Congress of Hartford. — Revue scientifique 1875. N° 49. 1168. — L. J. 1875. 427.

DATHE (Joh.-Fr.-E.). Mikroskopische Untersuchungen über Diabase. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 1-40.

— Olivinfels, Serpentine und Eklogite des sächsischen Granulitgebietes. — L. J. 1876. 225-250 und 337-351.

— Die Diallaggranulite der sächsischen Granulitformation. — Z. D. G. G. 1877. XXIX. 274.

DAUBRÉE (A.). Sur la production artificielle de quelques espèces minérales cristallines, particulièrement de l'oxyde d'étain, de l'oxyde de titane et du quartz. — B. S. G. 267. 1849-50.

— Sur la production artificielle de l'apatite, de la topaze et de quelques autres minéraux fluorifères. — B. S. G. 347. 1851.

— Sur la production artificielle des silicates et des aluminates par la réaction des vapeurs sur les roches. — B. S. G. 299. 1854-55.

— Sur le métamorphisme et recherches expérimentales sur quelques-uns des agents qui ont pu le produire. — B. S. G. 93. 1857-58.

— Observations sur les zéolites formés dans un béton romain par les eaux thermales de Luxeuil — B. S. G. 108. 1860-61.

— Observations sur le métamorphisme. Paris, 1858.

DAUBRÉE (A.). Études et expériences synthétiques sur le métamorphisme. — A. M. 1859. XVI. 155-218 et 339-476. — L. J. 1860. 727-732 et 817-827.
— Association du platine natif à des roches à base de péridot; imitation artificielle du platine natif magnétipolaire. — A. M. 1876. (7). IX. — C. R. 1875. LXXX. 707-714. — L. J. 1875. 540.
— Sur la présence de la tridymite dans les briques zéolitiques de Plombières et du quartz dans les roches péridotiques d'Oahu. — Bull. soc. géol. Fr. 1877 (3). IV. 523.
— Formation contemporaine de zéolites (chabasie, christianite) sous l'influence de sources thermales aux environs d'Oran (Algérie). — C. R. 157. 1877.
DAVIES (T.). Note on a rock specimen from the centre of the so called porphyritic mass to the East of the Tal-y-Sarn. — Quart. Journ. geol. soc. 1878. XXXIV. 152.
DAVY (John). Note on the crystallisation of carbonate of lime. — Edinb. new philos. Journ. 1845. XXXVIII. 324. — L. J. 1845. 606.
— On the use of the microscope as an aid in chemical inquiry. — Edinb. new philos. Journ. 1847. XLII. 38-42.
DAVY (Humphrey). On the state of water and aëriform matter in cavities found in certain crystals. — Philos. Transact. 1822. — A. Ch. Ph. 1822. XXI. 132.
DAWSON (J.-W.). On the microscopical structure of some Canadian limestones. Montreal, 1859.
— Notes on the occurrence of Eozoon Canadense at Côte Saint-Pierre.— Quart. Journ. geol. soc. 1876. N° 125. XXX. 66-76.
DEITERS (M.). Die Trachyt-Dolerite des Siebengebirges. — Z. D. G. G. 1861. XIII. 99.
DELESSE (A.). Recherches sur la composition minéralogique et chimique des roches des Vosges.
— Porphyre labradorique. — A. M. 1847 (4). XII. 195-306.
— Syénite des Ballons. — A. M. 1848 (4). XIII. 667-698.
— Pegmatite de Saint-Etienne. — A. M. 1849 (4). XVI. 97-110.
— Porphyre quartzifère et gabbro. — A. M. 1849 (4). XVI. 233-240.
— Gabbro, diorite, aphanite, porphyrite. — A. M. 1849 (4). XVI. 367-372 et 511-530.
— Serpentine. — A. M. 1850 (4). XVIII. 309-356.
— Diorite, diorite micacée, kersantite. — A. M. 1851 (4). XIX. 141-182.
— Granite. — A. M. 1853 (5). III. 369-410.
— Minette. — A. M. 1856 (5). X. 517-578.
— Sur la variolite de la Durance. — A. M. 1850 (4). XVII. 116-130.
— Recherches sur les roches à structure globuleuse. — Mém. de la société géol. Fr. 1852. IV. 301-364.
DES CLOIZEAUX (A.). Mémoire sur la cristallisation et la structure intérieure du quartz. Paris, 1855.
— De l'emploi des propriétés optiques biréfringentes en minéralogie. Paris, 1857.
— Sur les formes cristallines et les propriétés optiques de la zoïsite, de la sillimanite et de la wöhlérite, et note sur une nouvelle disposition du microscope polarisant. — A. M. 1859 (5). XVI. 219-243.
— Observations sur les modifications permanentes et temporaires que l'action de la chaleur apporte à quelques propriétés optiques de plusieurs corps cristallisés. — A. M. 1862. II.
— Nouvelles observations sur les modifications permanentes et temporaires que l'action de la chaleur apporte à quelques propriétés optiques de plusieurs corps cristallisés. — Mém. lu à l'Acad. des sciences, 27 octobre 1862.
— Manuel de Minéralogie. Tome I. Paris, 1862; tome II, fascicule 1. 1874.
— Mémoire sur l'emploi du microscope polarisant et sur l'étude des propriétés optiques biréfringentes propres à déterminer le système cristallin dans les cristaux naturels ou artificiels. — A. M. 1864. VI.
— Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux naturels ou artificiels, et sur les variations que ces propriétés éprouvent sous l'influence de la chaleur. — S. E. 1867. XVIII.
— Note sur deux diamants offrant une astérie fine, due à un phénomène particulier de cristallisation. — A. Ch. Ph. (3). XIV. 1845.
— Mémoire sur un nouveau procédé propre à mesurer l'indice moyen et l'écartement des axes optiques dans certaines substances, où cet écartement est très grand, et sur la séparation de plusieurs espèces minérales regardées jusqu'ici comme isomorphes. — C. R.
— Mémoire sur le pseudomorphisme de quelques composés naturels et artificiels. — A. Ch. Ph. (4). I.
— Examen des propriétés optiques et pyrogénétiques des minéraux connus sous les noms de gadolinites, allanites, orthites, euxénite, tyrite, yttrotantalite et fergusonite. — A. Ch. Ph. (3). LIX.
— Mémoire sur les qualités optiques biréfringentes caractéristiques des quatre principaux feldspaths tricliniques et sur un procédé pour les distinguer immédiatement les uns des autres. — C. R. 1875. LXXX. 364-371. — L. J. 1875. 279.

DES CLOIZEAUX (A.). Ueber Enstatit, trikline Feldspathe und Mikroklin. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. 455-462 und 955.

— Note sur l'existence, les propriétés optiques et cristallographiques et la composition chimique du microcline, nouvelle espèce de feldspath triclinique à base de potasse. — C. R. 1876. LXXXII. 885-891. — L. J. 1876. 768-770.

— Examen microscopique de l'orthose et des divers feldspaths tricliniques. — C. R. 1876. LXXXII. 1017-1022. — L. J. 1876. 658-660.

— Mémoire sur l'existence, les propriétés optiques et cristallographiques et la constitution chimique du microcline, nouvelle espèce de feldspath triclinique à base de potasse, suivi de remarques sur l'examen microscopique de l'orthose et des divers feldspaths tricliniques. — A. Ch. Ph. 1876 (5). IX.

— Mémoire sur les propriétés optiques biréfringentes caractéristiques des quatre principaux feldspaths tricliniques et sur un procédé pour les distinguer immédiatement les uns des autres. — A. Ch. Ph. 1875 (5). IV.

— Note sur la classification des roches dites hypérites et euphotides. — Bull. soc. géol. Fr. 1864 (2). XXI. 105-109.

D. F. Recherches microscopiques sur les roches. — Dans Rozier, Observations sur la physique. 1744. IV. 255.

DOELTER (Corn.). Ueber das Muttergestein der böhmischen Pyropen. — T. M. M. 1873. I.

— Zur Kenntniss der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. — T. M. M. 1873. III. 51.

— Die Trachyte des siebenbürgischen Erzgebirges. — T. M. M. 1874. I. 13.

— Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1874. XXIV.

— Ueber einige Trachyte des Tokaj-Eperieser Gebirges. — T. M. M. 1874. III. 199. — L. J. 1875. 95.

— Vorläufige Mittheilungen über den Bau der pontinischen Inseln. — S. W. A. 1875. Januar, LXXXI. — L. J. 1875. 543.

— Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzononi-Gebirges. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1875. XXV.

— Trachyte von der Insel Kos. — Verhdlgen k. k. geol. Reichsanst. 1875. N° 13. 233.

— Beiträge zur Mineralogie des Fassa- und Fleimser-Thales. — T. M. M. 1875. III. und 1877. I. 65-82.

— Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. — Denkschriften der k. k. Akad. d. Wiss. Wien, 1875. XXXVI. — L. J. 1876. 313.

— Thomsonit vom Monzoni. — Verhdlgen k. k. geol. Reichsanst. 1875. N° 16.

— Ueber die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Süd-Tyrols. — T. M. M. 1875. IV. — L. J. 1876, 563.

— Die Bestimmung der petrographisch wichtigen Mineralien durch das Mikroskop. Wien, 1876.

— Tridymit-Vorkommen aus dem Hargitta-Stock in Siebenbürgen. — Verhdlgen k. k. geol. Reichsanst. 1876. N° 14. 331-334.

— Der Bau des Vulcans Monteferru. — Die Producte, id. — Denkschrift Acad. des sc. de Vienne, 1877-1878. XXXVIII.

— Bemerkungen über den Werth der Mineral-Analysen. — Mittheil. für Steiermark. Gratz, 1877.

— Ueber die Eruptivgebilde von Fleims nebst einigen Bemerkungen über den Bau älterer Vulcane. — S. W. A. Décembre 1876.

— Zur Kentniss der chemischen Zusammensetzung des Augits. T. M. M. 1877. 279.

— Ueber das Vorkommen des Propylits in Siebenbürgen. — Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1879. II. 27. — T. M. M. 1879. II. 17.

DOLOMIEU DE LA METTERIE. Recherches microscopiques sur les roches réduites en poudre grossière. — Journal de Physique, 1794. XLIV. 198.

DOVE (H.-W.). Ueber die Absorption des polarisirten Lichtes in doppeltbrechenden Krystallen als Unterscheidungsmittel ein- und zweiaxiger Krystalle, und eine methode, dieselben zu messen. — P. A. 1853. LXXXIX. 322.

— Darstellung der Fabenlehre und optische Studien. — Berlin. 1853.

— Ueber die Absorption des Lichtes in doppeltbrechenden Körpern. — P. A. 1860. CX. 279.

— Ueber die optischen Eigenschaften des Quarzes von Euba. — P. A. 1864. CXXII. 457.

DRASCHE (R. von). Ueber Serpentine und serpentinähnliche Gesteine. — T. M. M. 1871. I. — L. J. 1872. 322.

— Phästin- und Olivinfels von Kraubat. T. M. M. 1871. I.

— Ueber die mineralogische Zusammensetzung der Eklogite. — T. M. M. 1871. II. — L. J. 1872. 650.

— Ueber eine pseudomorphe Bildung nach Feldspath. — T. M. M. 1873. III. 125.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. — T. M. M. 1873. I. 1.

— Petrographisch-geologische Beobachtungen an der Westküste Spitzbergens. — T. M. M. 1874. III und IV. — L. J. 1875. 200 und 427.

DRASCHE (R. von). Ueber den Meteoriten von Lancé. — T. M. M. 1875. I. — L. J. 1875. 653.
— Die Insel Reunion im Indischen Ocean. — Wien, 1878.
— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. — Wien, 1878.
— Zwei geol. Reisen durch die Insel Nippon (Japan). — L. J. 1879. 41.
DRESSEL (L.). Die Basaltbildung in ihren einzelnen Umständen erörtet. Haarlem, 1867.
— Mittheilungen vom Laacher-See. — L. J. 1870. 559.
— Haüyn in Laven. — L. J. 1870. 213.
DUFRÉNOY (P.-A.). Sur la couzéranite. — A. M. II. 1828. 327-334.
— Ophites, gypses et sources salées des Pyrénées. — A. M. 1832. II. 21-50.
— Examen chimique et microscopique de quelques cendres volcaniques. — A. M. 1837. XII. 355-372.
— Examen chimique et microscopique d'une poudre recueillie à Amphissa en Grèce. — C. R. 1842. 580-584.
DUFRÉNOY et ÉLIE DE BEAUMONT. Explication de la Carte géologique de la France. 1841-1848.
DUROCHER. Recherches sur les roches et les minéraux des îles Féroé. — A. M. 1841 (3). XIX. 547-592.
— Sur l'origine des roches granitiques. C. R. 1845. 1275-1284.
— Sur les variations de nature que présentent les roches pyrogènes. B. S. G. 1846-47. 409-412.
— Production artificielle de la dolomie sous l'influence de vapeurs magnésifères. — C. R. 1851. 64-66. L. J. 1853. 701.
EBELMEN (J.-J.). Préparation artificielle de silice diaphane. — C. R. 1845. 502.
— Recherches sur la décomposition des roches. — A. M. 1847. 627.
— Sur la production artificielle des pierres dures. — C. R. 1847. 279.
— Sur une nouvelle méthode pour obtenir par la voie sèche des combinaisons cristallisées et sur ses applications à la reproduction de plusieurs espèces minérales. — C. R. 1847. 661.
— Sur l'hyalite artificielle et l'hydrophane. — C. R. 1847. 854.
EHRARD und STELZNER. Flüssigkeits einschlüsse in Topaz. — T. M. M. 1878. 450.
EHRENBERG (C.-G.). Ueber einige Krystallisationsverhältnisse. — P. A. 1835. XXXVI. 237.
— Ueber mikroskopische neue Charaktere der erdigen und derben Mineralien. — P. A. 1836. XXXIX. 101. L. J. 1837. 325. — B. M. 1836. August.
— Krystallisation des Kochsalzes. — L. J. 1840. 478.
— Untersuchung der auf den Orkneys gefallenen Hekla-Asche. — B. M. 1845. 398-405. — L. J. 1846. 624.
— Ueber die essbare Erde aus Samarang auf Java. B. M. 1848. 220-225. — L. J. 1849. 875.
— Polarisirtes Licht für mikroskopische Auffassung des Organischen und Unorganischen. B. M. 1848. 238-247. — L. J. 1848. 577.
— Mikroskopische Bestandtheile der Schwarzerde (Tschernosem) in Russland. — B. M. 1850. 268-272 und 364-370. — L. J. 1852. 344-345.
— Natur und Entstehung des Grünsandes. — B. M. 1854. 374-377. — L. J. 1854. 735.
— Mikroskopische Structur des Tuffes von Hermersdorf in Sachsen. — B. M. 1857. 227-233 und 384-410. — L. J. 1859. 846.
— Ueber Kieselsand, welcher zur Bereitung des venetianischen Glases dient. — Z. D. G. G. 1859. XI. 20.
— Ueber die organischen Formen gewisser Mineralien. B. M. 1836. 8 Aug. — L. J. 1837. 620.
EMMONS (A.-B.). On some phonoliths from Velay and the Westerwald. Leipzig, 1874. — L. J. 1875. 197.
EWALD. Ueber Dünschliffe von Roggensteinen. — Z. D. G. G. 1870. 768.
FISCHER (H.). Chronologischer Ueberblick über die allmählige Einführung der Mikroskopie in das Studium der Mineralogie, Petrographie und Paläontologie. — Freiburg i. B., 1868.
— Eigenthümliches Maschengewebe in Granit. — L. J. 1868. 722.
— Resultate mikroskopisch-mineralogischer Studien. — L. J. 1869. 344.
— Kritische mikroskopisch-mineralogische Studien. — Freiburg i. B., 1869.
— Kritische mikroskopisch-mineralogische Studien; 1. Fortsetzung. Freiburg i. B. 1871.
— Kritische mikroskopisch-mineralogische Studien; 2. Fortsetzung. Freiburg i. B., 1873.
— Ueber das sogenannte Katzenauge und den Faserquarz. — T. M. M. 1873. I.
— Nephrit und Jadeit nach ihren mineralogischen Eigenschaften, sowie nach ihrer urgeschichtlichen und ethnographischen Bedeutung. Stuttgart, 1875.
— Mikrostructur der Kuenluen-Nephrite und verwandter Gesteine. — Sitzber. Bayer. Akad. München. 7. März 1874.
— Ueber mineralogische Untersuchung von Steinwaffen, Stein-Idolen u. s. w. — Zeitschr. f. Ethnographie, 1874. VI.
— Die Mineralogie als Hülfswissenschaft für Archæologie, Ethnographie u. s. w. mit speciellen Berücksichtigung mexicanischer Sculpturen. — Zeitschr. für Anthrop. u. s. w., 1877. X.

FISCHER (H.). Mineralogisch-archæologische Studien. — Mittheil. der Anthropolog. Ges. Wien, 1878. VIII.
— Ueber Natronorthoklas von Pantellaria. — Z. X. 1877. 547.
FISCHER-BENZON (R. von.). Mihroskopische Untersuchung silurischer Gesteine. — L. J. 1869. 853.
— Mikroskopische Untersuchung silurischer Gesteine. — Abhdlgen des naturw. Ver. in Hamburg. 1870. V. 31. — L. J. 1870. 1015.
FLEURIAU de BELLEVUE. Mémoire sur les cristaux microscopiques des laves. — Journ. de phys. 1800. LI. 459.
FORBES (Dav.) The microscope in geology. — Popular Science Review. Oct. 1866. — L. J. 1868. 625.
— On the preparation of rock-sections for microscopic examination. — The Monthly microscop. Journ. 1869. I. 240-242.
FOUQUÉ (Fr.). Phénomènes chimiques de l'éruptiòn de l'Etna en 1865. — C. R. 1866. LXII. 616 et 366. — Ann. des Missions. 2e série, III. 165.
— Nouveaux procédés d'analyse médiate des roches et leur application aux laves de la dernière éruption de Santorin. — S. E. XXII. 11.
— Sur les inclusions vitreuses dans les feldspaths des laves de Santorin. — C. R. 1873. LXXVII. 1322-1325.
— Étude microscopique et analyse médiate d'une ponce du Vésuve. — C. R. 12 oct. 1874.
— Étude des nodules à oligoclase des laves de la dernière éruption de Santorin. C. R. 2 août 1875.
— Nodules à wollastonite, pyroxène fassaïte, grenat mélanite des laves de Santorin. — C. R. 15 mars 1875. — L. J. 1875. 649.
— Les laves des dykes de Théra. — C. R. 15 mai 1876.
— Les laves de Théra. — C. R. 13 nov. 1876. — L. J. 1876. 873.
— Détermination des minéraux dans les roches.— Revue scientifique, 1876. N° 25. 589-596.
— Sur une application du microscope à la céramique. — 1876. C. R. 1095.
— Recherches minéralogiques et géologiques sur les laves des dykes de Théra. — 1878. S. E. XXVI. N° 4.
— Santorin et ses éruptions. — 1879. Paris. Masson, éd.
— Les applications du microscope à la géologie. — Revue des Deux Mondes, 15 juillet 1879.
FOUQUÉ (F.) et MICHEL-LÉVY (A.). Sur quelques faits nouveaux de perlitisme des roches et sur la reproduction artificielle des fissures perlitiques. — C. R. 25 mars 1878.
— Reproduction des feldspaths par fusion et par maintien prolongé à une température voisine de celle de la fusion. — C. R. 4 nov. 1878. — Rosenbusch, L. J. 1879. 408.
— Reproduction artificielle des feldspaths et d'une roche volcanique complexe (labradorite pyroxénique) par voie de fusion ignée et maintien prolongé à une température voisine de la fusion. — C. R. 18 nov. 1878. — L. J. *ibid.*
— Production artificielle de la néphéline et de l'amphigène par voie de fusion ignée et recuit à une température voisine de la fusion. — C. R. 16 décembre 1878. — L. J. *ibid.*
— Production artificielle par voie ignée des minéraux suivants : albite, oligoclase, labrador, anorthite; néphéline, leucite; grenat mélanite, pléonaste; fer oxydulé; pyroxène, mélilite. — B. S. M. 1879.
— Essai de reproduction de l'orthose par voie ignée. — B. S. M. 1879.
— Reproduction par voie ignée d'une labradorite et d'une leucitite identiques à certaines roches naturelles. — B. S. M. 1879.
— Production artificielle des inclusions vitreuses à bulle de gaz (cristaux négatifs) au sein des feldspaths, de la néphéline et de la leucite artificiels. — B. S. M. 1879.
— Sur la transformation par voie ignée d'un mélange de wernérite et d'amphibole en pyroxène et labrador, et sur la tendance des silicates fondus à reproduire des types naturels connus. — B. S. M. 1879.
— Examen microscopique de quelques roches de Majorque et de Minorque. Thèse inaugurale de M. Hermitte. Paris, 1879.
FOURNET. Notice sur la cristallisation des silicates vitreux. Lyon.
FRANCKE (H.). Studien über Cordillerengesteine. Inaug. Dissert. Leipzig, 1875.
FRAAS (O.). Geologische Beobachtungen am Libanon. — Stuttgart, 1878.
FRÉMY et FEIL. Reproduction artificielle du corindon et de différents silicates. — C. R. LXXXV. 1029.
FRIEDEL et SARRAZIN. Reproduction du quartz cristallisé. — B. S. M. 1879. 113.
FRIEDRICH (P. Alex.). Das Rothliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgebung des grossen Inselberges. — Halle, 1878.
GEIKIE (Arch.). On the tertiary volcanic rocks of the British Islands. — Quart. Journ. geol. soc. 1871. N° 107. XXVII. 279-312.
GEINITZ (Eug.). Studien über Mineralpseudomorphosen. — L. J. 1876. 449—503.
— Ueber einige Grünschiefer des sächsischen Erzgebirges. — T. M. M. 1876. IV. 189—206. — L. J. 1877. 307.

GEINITZ (Eug.). Ueber einige Variolite aus dem Dorathale bei Turin. — T. M. M. 1878. X. 136.
— Proterobas von Ebersbach und Kottmannsdorf. — Isis. 1878. III et IV.
GERGENS. Einschlüsse in Chalcedon. L. J. 1856. 22.
— Einshlüsse in Chalcedon. — L. J. 1858. 800.
GERHARD (C.-A.). Sur la pierre changeante.— Nouv. Mém. de l'Acad. Roy. des sciences, etc. Berlin, 1776. 166.
— Dendriten in Chalcedon und Achat. — Schriften der Ges. naturf. Freunde in Berlin. 1784. V.
— Ueber die in Krystallen und Krystallmassen eingeschlossenen fremden Körper. — Abhdlgen der Berliner Akad. 1814. 1-11.
GERHARD (D.). Ueber lamellare Verwachsung zweier Feldspath-Species. — Z. D. G. G. 1862. XIV. 151.
— Geologische Mittheilungen aus dem Gebweiler Thal. — Programm des Real-Progymnasiums zu Gebweiler. 1876-1877.
GIRARD. Ueber die Melaphyre von Ilfeld am Harz. — L. J. 1858. 145.
GOEPPERT. Mikrostructur des Diamants. — Schles. Ges. f. vaterl. Cultur. 1853. N° 15. — L. J. 1854. 342; 1854. 571. — P. A. 1853. XCII. 623.
— Ueber algenartige Einschlüsse in Diamant und über Bildung derselben. — Schles. Ges. f. vaterländ. Cultur. 1868.
— Ueber Einschlüsse in Diamant. — Naturkund. Verhandelingen van de hollandsche Maatschappy der Wetenschappen te Haarlem. 1864. XIX.
GONNARD (F.). Sur la présence de la Breislackite dans le trachyte à sanidine du Capucin. — B. S. M. 1879. 151.
GOOCH, FRANK (A.). Ueber vulkanische Gesteine der Gallopagos-Inseln. — T. M. M. 1876. II. 133-140.
— Bemerkungen über die Pechsteine von Arran. — T. M. M. 1876. III. 185.
GORCEIX (H.). Sur une roche intercalée dans le gneiss de la Mantiqueire (Brésil). — B. S. G. 1876 (3). IV. 434. — L. J. 1877. 306.
GRAILICH (J.). Bestimmung der Zwillinge in prismatischen Krystallen mit Hülfe des polarisirten Lichtes. — S. W. A. Febr. 1853. X.
— Untersuchungen über den ein- und zweiaxigen Glimmer. — S. W. A. Juni 1853. XI.
— Krystallographisch-optische Untersuchungen. Wien und Olmütz, 1858.
GRAILICH (J.) und LANG (Vict. von). Untersuchungen über die physikalischen Verhältnisse krystallisirter Körper. — S. W. A. 1858. XXVII. 1.
GROTH (P.). Ueber Apparate und Beobachtungsmethoden für krystallographisch-optische Untersuchungen. — P. A. 1871. CXLIV. 34.
— Physikalische Krystallographie. Leipzig, 1876.
— Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. — Strassburg, 1877.
GRUEL (C.-A.). Ueber künstliche Erzeugung des Asterismus. — P. A. 1863. CXX. 511.
GRUNER (E.). Description géologique et minéralogique du département de la Loire. — 1857.
— Bassins houillers de la Creuse.
GÜMBEL (C.-W.). Tiefseeschlammproben. — L. J. 1870. 753.
— Untersuchungsart des dichten Kalksteins; — Arten der Oolith-Bildung. — L. J. 1873. 302.
— Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München, 1874.
— Ueber das Vorkommen von Eozoon im ost-bayerischen Urgebirge. — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 1866. I. 25—70.
— Plagioklasbasalt aus dem Ries. — L. J. 1875. 391.
— Variolit von Berneck im Fichtelgebirge. — L. J. 1876. 42.
— Ueber die Beschaffenheit des Steinmeteoriten vom Fall am 12. Februar 1875 in der Grafschaft Jowa. — U. S. A. — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 1875. III. 313—330. — L. J. 1876. 440.
— Geognostische Mittheilungen aus den Alpen (Augitophyr, Pietra verde). — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 1873. I. 14-88.
— Geognostische Mittheilungen aus den Alpen (Kalk, Dolomit). — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 1876. VI. 51-105.
— Geognostische Mittheilungen aus den Alpen (der Pechsteinporphyr in Süd-Tyrol). — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 1876. 271-291.
— Das Gestein der Juliersäule, der Lavezstein im Oberengadin und Sericitgneiss in den Alpen. — L. J. 1878. 296.
— Die in Bayern gefundenen Steinmeteoriten. — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 1878. 14.
— Phyllit oder Sericitgneiss. — L. J. 1878. 383.
— Ueber das Eruptionsmaterial des Schlammvulkans von Paterno am Aetna, und die Schlammvulkane im Allgemein. — Ibid. 1879.

GÜMBEL (C.-W.). Gesteine der Kerguelen Inseln. — T. M. M. 1879. 186.
— Das weisse Mineral der Pflanzenversteinerungen aus der Tarentaise. — Ibid. 1879. 189.
GUYERDET. Études microscopiques des roches éruptives lithoïdes ou à structure presque tout à fait compacte. — Revue scientifique, 1875. N° 27. 639.
HAARMANN (G.-A.). Mikroskopische Untersuchungen über die Structur und Zusammensetzung der Melaphyre. Leipzig, 1872.
HAGGE (R.). Mikroskopische Untersuchungen über Gabbro und verwandte Gesteine. Kiel, 1871.— L. J. 1871. 946.
HAHN (O.). Giebt es ein Eozoon canadense? — Eine mikrogeologische Untersuchung. — Würtemb. naturw. Jahreshefte, 1876.
HAIDINGER (W.). Handbuch der bestimmenden Mineralogie. Wien, 1845.
— Ueber den metallischen Schimmer des Hypersthens. — P. A. 1849. LXXVI. 294.
— Zusammensetzung der Körperfarben und Oberflächenfarben. — S. W. A. Jan. 1852. VIII.
— Ueber den Pleochroismus und die Krystallstructur des Amethysts. — S. W. A. März 1854. XII.
— Pleochroismus einiger Augite und Amphibole. — S. W. A. Mai 1854. XII.
— Pleochroismus an mehreren einaxigen Krystallen in neuerer Zeit beobachtet. — S. W. A. Juni 1854. XIII.
— Vergleichung von Augit und Amphibol nach den Hauptzügen ihrer krystallographischen und optischen Eigenschaften. — S. W. A. Oct. 1855. XVII.
HANSEL (Vinc.). Die petrographische Beschaffenheit des Trachytes der südlichen Bukowina. — Verhdl. k. geol. Reichsanst. 1877. N° 9. 150-153.
— Die petrographische Beschaffenheit des Monzonites von Predazzo. — Jahrb. d. g. R. A. 1878. 449.
HARRINGTON (R. J.). Notes on a fas dykes entling Laurentian rocks, more especially with reference to their microscopic structure. — Canadian Naturalist. 1877. VIII. N° 6.
HARTING. De Bodem onder Amsterdam onderzocht en beschrewen. Amsterdam, 1852. — L. J. 1853. 376.
— Description d'un diamant remarquable. — Verhandel. d. kon. Akad. van Wetensch. 1858. VI. Amsterdam.
HARTMANN (M.). Ueber Basalte der Auckland's-Inseln. — L. J. 1878. 825.
HAUENSCHILD (P.). Mikroskopische Untersuchung von Pencatit und Predazzit. — S. W. A. 1869. — L. J. 1870. 233.
HAUGHTON (S.) and HULL (E.). Report on the chimical, mineralogical and microscopial characters of the lavas of Vesuvius from 1631 to 1868. — Transact. Roy. Irish Acad. Dublin, 1876. XXVI.
HAUSHOFER (K.). Ueber Asterismus und die Brewster'schen Lichtfiguren. — München, 1865.
— Mikrostructur von Steinkohle und Braunkohle. — L. J. 1871. 396.
HAUSMANN (J.-Fr.-L.). Handbuch der Mineralogie. 2. Auflage. Göttingen, 1828-1847. 2 Thle, in 3 Bänden.
HAUTEFEUILLE (P.). Reproduction du sphène. — C. R. 1864. 608.
— Reprodution de l'albite. — C. R. 1877. 1301.
— Reproduction de l'orthose. — C. R. 1877. 952.
— Reproduction de la tridymite. — C. R. 1878. 1133.
— Reproduction du quartz. — C. R. 1878. 1194.
HAWES (G. W.). On a group of dissimilar rocks in Campton, New-Hampshire. — American Journal. 1879. XVII. 147.
— Mineralogy and lithology of New-Hampshire. — Concord. 1878.
HEBENSTREIT (C.). Beiträge zur Kenntniss der Urgesteine des nordöstlichen Schwarzwaldes. Würzburg, 1877. — L. J. 1877. 417-419.
HEINEMANN (J.). Die Krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. — Kiel, 1879.
HELMHACKER (R.). Mineralogische Beobachtungen aus dem östlichen Böhmen. — T. M. M. 1876. I. 25-48.
— Ueber Diabas von Almaden und Melaphyr von Hanboch. — T. M. M. 1877. I. 13-24.
— Ueber einige Quarzporphyre und Diorite aus dem Silur von Böhmen. — T. M. M. 1877. 179.
HERBICH (Fr.). Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landtheile. — Buda-Pesth, 1878.
HESSEL (J.-Fr.-Chr.). Ueber den Farbenwandel des Labrador und Schillerspath. — Kastner's Archiv f. d. ges. Naturlehre. 1827. X. 273.
— Ueber den Farbenwandel des Labrador. — P. A. 1850. LXXIX. 442.
HEUSSER (J.-Ch.). Untersuchungen über die Brechung des farbigen Lichtes in einigen krystallinischen Medien. — P. A. 1852. LXXXVII. 454.
— Ueber die Dispersion der Elasticitätsaxen in 2 + 1 gliedrigen Krystallen. — P. A. 1854. XCI. 497.
HICKS (H.) and DAVIES (T.). On the Dimetian and Pebidian rocks of Pembrokeshire.— Quart. Journ. geol. soc. 1878. XXXIV. 153.
HILL (E.) and BONNEY (T. G.). On the precarboniferous rocks of Charnwood forest. — Quart. Journ. geol. soc. 1877. XXXIII. 754 et 1878, XXXIV. 199.

HIRSCHWALD (J.). Zur Kritik des Leucitsystems. — T. M. M. 1875. IV. 227.
HOEFER (H.). Die Melaphyre der niedern Tatra in Ungarn. — L. J. 1871. 113.
HOFFMANN. Basalte de Bakony. — 1877. S. D. G. G. XXIX. 185.
HOWITT (A. W.). Notes of the microscopic examination of igneous rock specimens from South-Western Gyspsland. — Geol. Survey of Victoria. Report of progress. 1876. III. 175.
— Notes on the devonian rocks of North Gyspsland. — Ibid. III. 182 et V. 117.
HULL (Edw.). On the microscopic structure of the Limerick Carboniferous Traprocks (Melaphyrs). — Journ. Roy. Geol. Soc. of Ireland. XIII. 3. pg. 112. 1873. — Geol. Mag. 1873. April. X.
— Observations on the microscopic structure of Irish granites. — Ibidem, pg. 121. — Geol. Mag. May 1873. N° 107. X; — 1874. Jan. N° 115. (1). I. 1.
— On the structure of Lambay Porphyry. — Geol. Mag. 1874. N° 124 (2). I. 449.
HUSSAK (E.). Eruptivgestein von Krceszowice. — Verhdlgen k. k. geol. Reichsanst. 1876. N° 4. 73.
— Die basaltischen Laven der Eifel. — S. W. A. Avril 1878.
— Mikrokopische Beobachtungen (Helminth, Zirkon, Schlacke). — T. M. M. 275. 1878.
— Ueber sogenannten Hypersthen-Andesit von St.-Egidi in Untersteiermark. — Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1878. 338.
— Die Trachyte von Gleichenberg. — Mitt. des n. Vereins f. Steiermark. 1878.
HUTTON. Mikroskopische Untersuchung der Steinkohlen. — Lond. Edinb. philos. Mag. 1833. April II. 302. — L. J. 1833. 622.
INOSTRANZEFF (A. von). Untersuchungen von Kalksteinen und Dolomiten als Beitrag zur Kenntniss des Metamorphismus. — T. M. M. 1872. I. — L. J. 1872. 973.
— Ueber die Mikrostructur der Vesuvlaven vom September 1871, März und April 1872. — T. M. M. 1872. II. — L. J. 1872. 883.
— Geologische Beschreibung des Districts von Povenetz im Gouvernement Olonetz. — Materialien zur Geologie Russlands. St.-Petersburg, 1877.
JENKS. On the occurrence of Sapphires and Rubies in situ with corundum on the Culsagee corundum-mine, Macon County, North Carolina. — Quart. Journ. geol. soc. 1874. N° 119. XXX. 303-307.
JENZSCH (G.). Mikroskopische und chemisch-analytische Untersuchung der bisher für Melaphyr gehaltenen Gesteine vom Hockenberge bei Neurode. — P. A. 1855. XCV. 418. — L. J. 1857. 435.
— Beiträge zur Kenntniss einiger Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges. — Z. D. G. G. 1856. VIII. 167. — L. J. 1857. 445.
— Mikrostructur des Pechsteins von Meissen. — L. J. 1857. 184.
— Ueber die Structur der Turmalinkrystalle. — Jahrb. d. kön. Akad. d. gemeinnützl. Wiss. zu Erfurt. 1861. I. 21. — L. J. 1862. 188-194.
— Ueber die felsitischen Gemengtheile der rothen und der jüngeren grauen Gneisse. — Berg- und Hüttenmänn. Ztg. 1864.
— Ueber den Granat als wesentlichen Gemengtheil des Gneisses. — L. J. 1867. 165-170.
— Eine physiologisch-paläontologische Studie. — Kais. Akad. Wiss. Petersburg, 1869.
JEREMEJEFF (P. von.). Ueber russische Andalusite. — Verhdlgen der k. Ges. für die ges. Mineralogie. Petersburg 1864. 135-147. — L. J. 1866. 724.
— Mikroskopische Diamanteinschlüsse im Xanthophyllit der Schischimski'schen Berge des Urals. — L. J. 1871. 275 und 595.
— Der Uralit-Syenit. — L. J. 1872. 404.
— Heulandit aus dem Turkestan. — Z. X. 1878. II. 503.
JUDD (J.-W.). On the secondary rocks of Scotland. — Quart. Journ. geol. soc. 1874. N° 119. XXX. 220-303.
JACQUOT. Falaises de Biarritz (ophites). — Actes de la Soc. Linnéenne. Bordeaux, 1864.
JOHN (C. von). Ueber einige Eruptivgesteine aus Bosnien. — Verhandl. k. k. Geol. Reichanst. 1879. 239.
KALKOWSKY (G.). Mikroskopische Untersuchungen an Felsiten und Pechsteinen Sachsens. — T. M. 1874. I. 31.
— Die augithaltenden Felsitporphyre bei Leipzig. — Z. D. G. G. 1874. XXVI. 586. — L. J. 1875. 94.
— Ueber den Salit als Gesteinsgemengtheil. — T. M. M. 1875. II.
— Mikroskopische Untersuchung des Glimmertrapps von Metzdorf. — L. J. 1875. 488.
— Rother Gneiss und Kalkstein im Wilischthale im Erzgebirge. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. — L. J. 1876. 315.
— Ueber einige Eruptivgesteine des sächsischen Erzgebirges. — L. J. 1876. 134-160.
— Ueber grüne Schiefer Nieder-Schlesiens. — T. M. M. 1876. II. 87-116.

KALKOWSKY (G.). Das Glimmerschiefergebiet von Zschopau im sächsischen Erzgebirge. — Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 682-749.
— Die Gneissformation des Eulengebirges. — Habilitationsschrift. Leipzig, 1878.
— Ueber den Piperno. Z. D. G. G. 1878. 663.
— Ueber die Thonschiefernädelchen. — L. J. 1879. 382.
KAYSER (Em.). Ueber die Contactmetamorphose der körnigen Diabase im Harz. — Z. D. G. G. 1870. XXII. 103.
KEIBEL (P.-A.-H.). De saxis viridibus Hercyniæ. — Z. D. G. G. 1857. IX. 569.
KENNGOTT (A.). Uebersicht der mineralogischen Forschungen in den Jahren 1844-1856. Wien und Leipzig. 1852-1868.
— Einschlüsse in Quarz und Apatit. — S. W. A. 1852. IX. 402-414 und 607.
— Mineralogische Notizen. — S. W. A. 1853. X. 179. 182. 290.
— Ueber die rothe Farbe des Stilbits aus dem Fassathale. — Schriften der naturf. Ges. Zürich, IV. 397. — L. J. 1861. 581.
— Dünnschliff einer Meteorsteinprobe von Knyahinya. — S. W. A. 1869. 91. — L. J. 1869. 866.
— Beobachtungen an Dünnschliffen eines kaukasischen Obsidians. — Kias. Akad. Petersburg, 1869.
— Weitere Mittheilungen über den kaukasischen Obsidian. — Kais. Akad. Petersburg, 1870. — M. J. 1870. 481. 645. 899.
— Adular von der Fibbia. — Züricher Vierteljahrschrift. XV. 82. — L. J. 1870. 781.
— Agalmatolith aus China. — Ibidem, 184. — L. J. 1870. 782.
— Ueber einen Obsidian von Hekla auf Island. — L. J. 1870. 529.
— Ueber Nephrit (Punamu) aus Neu-Seeland. — Züricher Vierteljahrschrift, XV. 372-377. — L. J. 1871. 293.
— Ueber Miloschin. — Züricher Vierteljahrschrift, XVII. 66. — L. J. 1872. 951.
— Einschlüsse in Pechstein. — L. J. 1874. 608-611.
KILLING (K.). Ueber den Gneiss des Nordöstlichen Schwarzwaldes. — Würzburg, 1878.
KINAHAN (G.). Microscopical Structure of rocks and granitic and other ignite rocks of Yar. Connaught and the Lower Owle. — Proceed. Roy. Irish Acad. 1878. II.
KING (H.) and ROWNEY (F.-H.). On the Serpentinite of the Lizard, its original rock condition, methylistic phenomena and structural simulations of organisms. — Philos. Mag. April 1878.
KLEIN (C.). Ueber den Feldspath im Basalt von Hohen Hagen bei Göttingen und seine Beziehungen zum Feldspath von M^te Gibele auf der Insel Pantellaria. — Nachr. von der k. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1878. 14.
KLOOS (J.-H.). Geogn. Beobachtungen am Columbia-Flüsse. — T. M. M. 1878. 389.
KNOP (A.). Ueber merkwürdige Erscheinungen an Ganggestein bei Auerbach. — L. J. 1858. 33.
— Beiträge zur Kenntniss der Steinkohlenformation und des Rothliegenden im Erzgebirgischen Bassin. — L. J. 1859. 532.
— Der Nephelindolerit von Meiches. — L. J. 1865. 674.
— Molecularconstitution und Wachsthum der Krystalle. — Leipzig, 1867.
— Ueber die Bedeutung der für Diamant gehaltenen Einschlüsse im Xanthophyllit der Schischimski'schen Berge des Urals. — L. J. 1872. 785.
— Studien über Stoffwandlung im Mineralreich, besonders in Kalk und Amphiboloid-Gesteinen. Leipzig, 1873.
— Kieselsäure-Abscheidungen und Oolithbildung. — L. J. 1874. 281 und 285.
— Ueber Koppit vom Kaiserstuhl. — L. J. 1875. 66.
— Ueber Pyrosklerit von St. Philipp bei Markirch. — L. J. 1875. 70.
— Ueber eine mikrochemische Reaction auf die Glieder der Hauynfamilie. — L. J. 1875. 74.
— System der Anorganographie. Leipzig, 1876.
— Ueber die Zusammensetzung der Olivinfelsknollen im Basalt des Lutzelberges am Kaiserstuhle. — L. J. 1877. 697.
— Ueber Pseudomorphosen von Cimolit nach Augit im Basalt von Sarbach am Kaiserstuhle. — L. J. 1877. 699.
KOBELL (Fr. von). Optisch-krystallographische Beobachtungen und über ein neues Polariskop, Stauroskop. — P. A. 1855. XCV. 320.
— Ueber Asterismus und die Brewster'schen Lichtfiguren. — Sitzber. Münch. Akad. 1862.
— Geschichte der Mineralogie. München, 1864.
— Ueber das Verhalten des Disthen im Stauroskop und über die dabei zu beobachtenden, nicht drehbaren Kreuze. — P. A. 1869. CXXXVI. 156.
KOCH (A.). Olivingabbro aus der Frusca-Gora. — Verhdlgen k. k. geol. Reichsanst. 1876. N° 10. 235.

KOCH (A.). Neue Beiträge zur Geologie der Frusca-Gora in Ostslavonien. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1876. XXVI. 1.

— Geologische Beschaffenheit der am rechten Ufer gelegenen Hälfte der Donau-Trachytgruppe (St. Andrä-Visegrader Gebirgsstock) nahe Buda-Pest. — Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 293-349. — L. J. 1877. 205.

— Mineralogisch-petrographische Notizen aus Siebenbürgen. — T. M. M. 1877. 317.

KOCH-KURTY (A. und. A.). Petrographische und Tektonische Verhältnisse der trachytischen Gesteine des Vlgyasza-Stockes und der benachbarten Gebiete. — Jahrb. des Siebenbürgischen Museum-Vereines.

KOKSCHAROW (N. von). Olivin aus dem Pallas-Eisen. — Mém. Acad. Imp. des sciences à St.-Pétersbourg XV. — L. J. 1870. 778.

KOSMANN (B.). Ueber die Zusammensetzung einiger Laven und des Domites der Auvergne und des Trachytes von Voissieres. — Z. D. G. G. 1864. XVI. 644. — L. J. 1865. 485 und 622.

— Ueber das Schillern und den Dichroismus des Hypersthens. — Sitzber. niederrhein. Ges. f. Natur. und Heilkunde zu Bonn. 3. Februar 1869. — L. J. 1869. 386.

— Ueber das Schillern und den Dichroismus des Hypersthens. — L. J. 1869. 532.

— Geognostische Beschreibung des Spiemont bei St. Wendel. — Verhdlgen des naturw. Ver. d. preuss. Rheinlande und Westphalens. XXV. 239-298. — L. J. 1869. 374.

— Einschlüsse in Hypersthen. — L. J. 1871. 501.

— Ueber die Basaltkuppe der Dornburg. — Stizber. d. niederrhein. Ges. f. Natur. und Heilkunde zu Bonn. 7. Juni 1869.

KREISCHER. Mikrostructur des Pegmatoliths von Arendal. — L. J. 1869. 208.

KREUTZ (Fel.). Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlaven von 1868. — S. W. A. Febr. 1869. LIX.

— Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1871. XXI. 1-23.

— Augit-Andesite des Simkouz-Gebirges in Sud-Steyermark. — T. M. M. 1877. II. 205.

KRUKENBERG (Fr.). Mikrographie der Glasbasalte von Hawaii. Tübingen, 1877.

LAGORIO (Alex.). Mikroskopiche Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. — Dorpat.

— Die Andesite des Caucasus. — Dorpat, 1878.

LANG (H.-O.). Vulkanische Asche von Turrialba (Costarica). — Nachrichten der k. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1875. N° 14. 397-411. — L. J. 1875. 657.

— Parallelfaserung und Saülenabsonderung. Mikrostructurstudien. — Würtemb. naturw. Jahreshefte 1875. — L. J. 1875. 880.

— Grundriss der Gesteinskunde. — Leipzig, 1877.

— Beiträge zur Physiographie gesteins-zusammensetzender Mineralien. — Gott. gel. Anz. 1877. 589 et 1878. 154.

— Ein Beitrag zur Kenntniss Norwegischer Gabbro's. — Z. D. G. G. 1879. 484.

LANG (Vict. von). Untersuchungen über die physikalischen Verhältnisse krystallisirter Körper. — S. W. A. 1858. XXXI. 85.

LASAULX (A. von). Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. — L. J. 1869. 641; 1870. 693; 1871. 673; 1872. 71. 281. 337.

— Kaliglimmer in Eruptivgesteinen. — L. J. 1869. 842.

— Vesuvlava vom Jahre 1872. — L. J. 1872. 408.

— Beiträge zur Mikromineralogie. — P. A. 1872. CXLVII. 141 und 283. — L. J. 1872. 820.

— Ueber Staurolith. — T. M. M. 1872. III. — L. J. 1872. 946.

— Ueber die Eruptivgesteine des Vicentinischen. — Z. D. G. G. 1873. XXV.

— Ueber sogenannte Hemithrene und einige andere Gesteine aus dem Gneiss-Granitplateau des Departement Puy de Dôme. — L. I. 1864. 230.

— Ueber Faserquarz nach Faserkalk. — L. J. 1874. 165.

— Beweglichkeit der Libellen in den Fluidaleinschlüssen. — Sitzber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. Bonn, 14 Decemb. 1874.

— Elemente der Petrographie. Bonn, 1875.

— Quarzporphyr von Gottesberg in Schlesien und Diorit von Kürenz bei Trier. — L. J. 1876. 175-179.

— Ueber die Quarze mit gekerten Kanten von Oberstein und Lizzo. — L. J. 1876. 264-276.

— Porphyr von Rathen bei Wunschelburg. — L. J. 1876. 409-411.

— Ueber Granat und Vesuvian. — L. J. 1876. 630-632.

— Der Fluorit von Striegau und Königshain in Schlesien. — Z. X. 1877. I. 4. 359-370.

— Roches volcaniques de l'Auvergne; traduction par F. Gonnard. — Clermont.

— Ueber die Verwendung des Mikroskopes als Polarisations-instrument in convergenten Lichte. — 1878. L. J. 377.

— Ueber eine Verwagsung zweier Glimmer von Middletown. Connecticut (Muscovit. Meroxen). L. J. 1878.

LASAULX (A. von). Ueber das optische Verhalten und die Krystalform des Tridymites. — 1878. Z. X. II. 254.
— Ueber den Desmin. — 1878. Z. X. II. 6.
— Petrographische Schizzen aus Irland. — 1878. T. M. M. 410.
— Aus Irland. — Bonn, 1878.
— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiet von Saar und Mosel. — Verhandl. d. n. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1878. XXXV.
LASPEYRES (Hugo). Beitrag zur Kenntniss der Porphyre und petrographische Beschreibung der Quartzporphyre in der Umgegend von Halle a. d. S. — Z. D. G. G. 1864. XVI. 367. — L. J. 1865. 331.
— Aetzfiguren am Topaz. — Z. X. 1877. 357.
LAUBE (G.-C.). Geologie des böhmischen Erzgebirges. — Prag, 1876.
— Phonolith-Pechstein vom Schmiedebergen Schloss im Erzgebirge. — L. J. 1877. 184.
LAUFER (E.). Die Quartzporphyre der Umgegend von Ilmenau. — Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 22-49.
— Beiträge zur Basaltverwitterung. — Z. D. G. G. 1878. XXX. 67.
LAURENCE SMITH. Mineralogy and Chemistry. Original researches. — Louisville. 1873. John Morton and company.
— Remarques sur le fer natif d'Ovifak en Groënland et la roche basaltique qui le contient. — B. S. M. 1870. 90.
LEDERMULLER (M.-F.). Mikroskopische Gemüths- und Augenergotzungen. Baireuth, 1761.
— Physykalisch-mikroskopische Beschreibung eines besonderen phosphorescirenden und faserichten Steines. Nürnberg, 1764.
LEEUWENHOEK (Ant. van). On the figures of salts. — Philos. Transac. London, 1865.
— On the solution of silver. — Ibidem, 1705.
— On the figure of crystals. — Ibidem, 1705.
— Configuration of Diamond. — Ibidem, 1709.
— De particulis et structura adamantum. — Ibidem, 1709.
LEHMANN (Joh.). Untersuchungen über die Einwirkung eines feurig-flüssigen basaltischen Magmas auf Gesteins- und Mineral-Einschlüsse. — Verhdlgn. des niederrhein. Ver. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn, 1874. XXXI.
— Die pyrogenen Quarze in den Laven des Niederrheins. — Verhdl. d. n. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1877. XXXIV.
LEMBERG (J.). Ueber einige Umwandlungen finnländischer Feldspathe. — Z. D. G. G. 1870. XXII. 335.
— Ueber die Serpentine von Zöblitz, Greifendord und Waldheim. — Z. D. G. G. 1875. XXVII.
— Ueber Gesteinsumbildungen bei Predazzo und am Monzoni. — Z. D. G. G. 1877. XXX. 457.
LENZ (O.). Gabbro von der Westküste Afrikas. — Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1878. N° 3.
LEPSIUS (R.). Das westliche Süd-Tyrol geologisch dargestellt. — Berlin, 1878.
LEYDOLT (F.). Aetzversuche an Kieselsäure-Mineralien. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1851. 124-132.
— Ueber die Krystallbildung in gewöhnlichen Glase und in den verschiedenen Gasflüssen. — S. W. A. 1852. VIII. 261.
— Krystalle in Glas. — C. R. XXXI. 565. — L. J. 1853. 180.
— Aetzversuche, etc. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1854. 889.
— Aetzversuche, etc. — S. W. A. Nov. 1855. XV.
— Ueber Hohräume in Kryolith, Anhydrit, Vesuvian und Baryt. — C. R. 1855. XXIII. 357.
— Aetversuche an Glimmern. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1856. 411.
— Aetversuche an Aragonit. — S. W. A. 1856. XIX. 10-32.
— Ueber eine neue Methode, die Structur und Zusammensetzung der Krystalle zu untersuchen, mit besonderer Berücksichtigung der Varietäten des rhomboedrischen Quarzes. — S. W. A. 1855. Jan. XV.
LIEBE (Th.). Die Dabase des Voigtlandes und Frankenwaldes. — L. J. 1870. 1.
LIEBISCH (Th.). Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau, 1874.
— Mineralogisch-petrographische Mittheilungen aus dem Berliner mineralogischen Museum. — 1877. Z. D. G. G. XXIX. 210.
LINK (H.-F.). Ueber den Ursprung der Steinkohle und Braunkohle nach mikroskopischen untersuchungen. — B. M. 1838. 33-34.
— Ueber Krystallbildung unter dem Mikroskope. — P. A. 1839. XLVI. 258. — L. J. 1840. 234.
— Ueber die Erscheinungen beim Gefrieren des Wassers unter dem Mikroskope. — P. A. 1845. LXIV. 479.
LIST (K.). Die Taunusschiefer. — Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im Herz. Nassau. 1852. VIII. 128.
LORETZ (H.). Untersuchungen über Kalk und Dolomite. — 1878. Z. D. G. G. XXX. 387.
LORIÉ (J.). Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptifgesteenten. — 1879. Rotterdam.

LORY (Ch.). Description géologique du Dauphiné. — Savy, 1860-64.
— Note sur quelques faits de la structure des massifs centraux des Alpes. — 1873. I. 397.
— Sur les variations minéralogiques des schistes cristallins dans les Alpes occidentales. — 1875. III. 794.
— Essai sur l'orographie des Alpes occidentales. — Savy. 1878.
— Coup d'œil sur la structure des massifs primitifs du Dauphiné. — 1878. B^tin n° 2. Section de l'Isère du Club alpin. — Profils géol. des Alpes. — C. R. 1878. 996.
LOSSEN (K.-A.). Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Forsetzung des Taunus. — Z. D. G. G. 1867. XIX. 509.
— Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Ostharzes. — Z. D. G. G. 1866. XX. 281.
— Ueber den Spilosit und Desmosit Zingkens; ein Beitrag zur Kenntniss der Contactmetamorphose. — Z. D. G. G. 1872. XXIV. 701.
— Der Bodegang im Harz. — Z. D. G. G. 1874. XXVI. 856.
— Mikroskopische Quartztrümer in metamorphischen Sedimentem. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. 255.
— Granitapophysen und Gänge im Harze. — Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 405-414.
— Kritische Bemerkungen zur neueren Taunusliteratur. — 1877. Z. D. G. G. XXIX. 341.
— Albit porphyroïde aus dem Harz. 1879. Z. D. G. G. XXI. 441.
LUEDDECKE (O.). Der Glaukophan und die glaukophanführenden Gesteine der Insel Syra. — Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 248. — L. J. 1876. 778.
— Ueber die jungen Eruptivgesteine Süd-Thuringens. — 1879. Zeitsch. f. d. ges. Naturw. Halle, LII. 2.
MACPHERSON (J.). Breves apuntes acerca del origen peridótico de la serpentina de la serrania de Ronda.— Anales de la soc. esp. de hist. nat. 1875. IV.
— On the origin of the serpentine of the Ronda mountains. Madrid, 1876. — L. J. 1876. 667.
— Sobre las rocas eruptivas de la provincia de Cadiz y de su semejanza con las ofitas del Pirineo. — Anales de la soc. esp. de hist. nat. 1876. V. — L. J. 1876. 668.
— Sobre los caracteres petrograficos de las ofitas de las cercanias de Biarritz. — Bull. de la soc. esp. de hist. nat. VI. 1877.
MALLARD (Er.). Sur le système cristallin de plusieurs substances présentant des anomalies optiques. — C. R. 1876. LXXXII. 1063-1065.
— Explication des phénomènes optiques anormaux que présentent un grand nombre de substances cristallisées. — A. M. 1876. X. (Separat bei Dunod, Paris, 1877.)
— Système cristallin des zéolites. — B. S. M. 107. 1878.
— Sur la Bravaisite. — 1878. B. S. M. I. 5.
MEHNER (H.-B.). Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westphalen. — 1877. T. M. M. 2. 107.
MEYER (O.). Untersuchungen über die Gesteine des Gothardtunnels. — 1878. Z. D. G. G. XXX. 1. 24.
— Zirkonzwillinge in Gothardgesteinen. — 1878. Z. D. G. G. XXX. 352.
MARBACH. Ueber die optischen Eigenschaften einiger Krystalle des regulären Systems. — P. A. 1855. XLIV. 425.
MEUNIER (Stan.). Expériences et observations sur les roches vitreuses. — C. R. 1876. 18 septembre.
— Recherches sur la dévitrification des roches vitreuses. — C. R. 1876. 4 décembre.
MICHEL-LÉVY (Aug.). Note sur les roches porphyriques du terrain anthracifère. — B. S. G. II. 24. 1873.
— Note sur quelques roches analogues aux porphyres granitoïdes de la Loire. — B. S. G. II. 60. 1873.
— Note sur une classe de roches intermédiaires entre le granite porphyroïde et les porphyres granitoïdes. Groupe des granulites. — B. S. G. II. 177. 1874.
— De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides, considérés dans leurs relations avec l'âge des éruptions. — B. S. G. III. 199. 1874.
— Mémoire sur les divers modes de structure des roches éruptives étudiées au microscope, au moyen de plaques minces. — A. M. VIII. 337. 1875. — Id. C. R. 8 nov. 1875.
— Note sur les roches porphyriques des environs du lac de Lugano. — B. S. G. IV. 111. 1875.
— Terrains porphyrique, houiller et permien de l'Autunois et roche verte des environs de Cussy en Morvan. — B. S. G. 729. IV. 1876.
— Roches éruptives granitoïdes de l'Autunois. — B. S. G. 729. IV. 1876.
— Observations sur l'origine des roches éruptives, vitreuses et cristallines. — C. R. 16 oct. 1876.
— Note sur divers états globulaires de la silice. — B. S. G. 140. V. 1876. — Id. C. R. 22 déc. 1876.
— Variolite de la Durance. — B. S. G. 232. V. 1877. — Id. C. R. 5 fév. 1877.
— Des différentes formes de sphérolithes dans les roches éruptives. — B. S. G. 257. V. 1877.
— De l'emploi du microscope polarisant à lumière parallèle pour l'étude des plaques minces de roches

éruptives. — A. M. 394. XII. 1877. — Id. C. R. 4 fév. 1878. — Résumé par M. Bücking. Z. X. 217. III. 1879.

MICHEL LÉVY (Aug.). Ophites des Pyrénées. 156. VI. 1877. — Résumé par M. Rosenbusch. L. J. 1879. 426.

— Sables du Mesvrin près Autun. B. S. M. N° 3. 1878.

— Association pegmatoïde de l'amphibole et du feldspath dans les amphibolites de Marmagne. — B. S. M. N° 3. 1878.

— Sur une roche à sphène, amphibole et wernérite granulitique de Bamle (Norwège). — B. S. M. N° 3. 1878.

— Présence du zircon dans les gneiss, au N. E. du Morvan. — B. S. M. N° 5. 77. 1878.

— Sur le gisement de l'amphibolite à wernérite granulitique d'Odegaard, près Bamle (Norvège). B. S. M. N° 5. 79. 1878.

— Identité probable du microcline et de l'orthose. — B. S. M. N° 5. 1879.

MICHEL-LÉVY et CHOULETTE. Mémoire sur les filons de Przibram et de Mies. — A. M. 1869. XV.

— Mémoire sur les principaux champs de filons de la Saxe et de la Bohême septentrionale. A. M. 1870. XVIII.

MICHEL-LÉVY et DOUVILLÉ. Granulites et porphyres quartzifères des environs d'Avallon. B. S. G. 189. II. 1874.

— Note sur le kersanton. B. S. G. 51. V. 1876.

MICHEL-LÉVY et FOUQUÉ (F.). Voir page 485.

MILLER (W. H.). Lehrbuch der Krystallographie, übersetzt und erweitert von J. Grailich. Wien, 1856.

MILNE (J.). On the rocks of Newfoundland. — Geol. Mag. (2). IV. N° 156. 251-262. June 1877.

MOESTA (Fr.). Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Eschwege. Berlin, 1876.

— Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Gerstungen. Berlin, 1876.

— Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Waldkappel. Berlin, 1876.

— Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Hohnebach. Berlin, 1876.

— Ein neues Gestein der Diabasgruppe aus dem hessischen Hinterlande. — Sitzber. der Ges. zur Beförderung der ges. Naturwiss. zu Marburg. N° 11. Dec. 1876.

MOEHL (H.). Der Bühl bei Weimar in der Nähe von Kassel. — IX. Bericht d. Offenbach. Ver. f. Naturk. 1868.

— Die Gestein der Sababurg in Hessen. Kassel, 1871. — L. J. 1871. 885.

— Hauynbasalte in Hessen. — L. J. 1872. 77.

— Der Scheidsberg bei Remagen am Rhein. — XIII. Bericht d. Offenbacher Ver. f. Naturk. 1873.

— Kleine Beiträge zum Vorkommen des Tridymits, Breislaikits und Sodaliths. — L. J. 1873. 603.

— Mikromineralogische Mittheilungen. — L. J. 1373. 449.

— Ueber die mineralogische Constitution und Eintheilung der Phonolithe. — L. J. 1874. 38.

— Die südwestlichen Ausläufer des Vogelsgebirges. — XIV. Bericht d. Offenbacher Ver. f. Naturw. 1874.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. — Nov. Act. d. K. Leop.-Carol. Deutsch. Akad. der Naturf. XXXVI. 4. Dresden, 1873.

— Mikromineralogische Mittheilungen. — L. J. 1874. 687.

— Die Basalte der rauhen Alb. — Württemb. naturw. Jahreshefte 1874.

— Mikromineralogische Mittheilungen. — L. J. 1874. 785.

— Die Basalte der preussischen Oberlausitz. — Abhdlgn. der naturf. Ges. zu Görlitz, 1874. XV.

— Zusammenstellung, mikroskopische Untersuchung und Beschreibung einer Sammlung typischer Basalte. — 1874. L. J. 897.

— Ueber durch Basalt veränderte Einschlüsse und über die Zusammensetzung der Minette. — 1874. Versml. d. Naturforsch. Breslau.

— Ueber die Beziehungen zwischen Tachylyt, Basalt und Dolerit. — 1874. Verh. k. k. geol. R. 258. — Vers. d. Naturf. Rostock, 1874. 96. — XIV. Bericht d. Offenbacher Ver. f. Natur. 83.

— Ueber gewisse säulenförmig zersprungene Einschlüsse in Basalt. — Ibid.

— Mikromineralogische Mittheilungen. — L. J. 1875. 690.

— Porphyrite, Minette und Melaphyre. — L. J. 1875. 725.

— Das Ganggestein des Plauenschen Grundes ist Minette. — L. J. 1875. 176.

— Neue geologische Aufschlüsse in der Stadt Kassel. — L. J. 1876. 724.

— Ueber die Gesteine der Basaltfamilie. — 1876. Vers. d. naturf. Hamburg.

— Ueber Olivinfels. — Ibid. 88.

MOEHL (H.) Ueber norwegische Eruptivgesteine. — Ibid. 92.
— Die Eruptivgesteine Norwegens mikroskopisch untersucht und beschrieben. — Christiania, 1877.
MUELLER (K. und). SOUTHBY (A.). Ueber Einschlüsse in Achat. — L. J. 1843. 800.
NAUCKHOFF (G.). Ueber das Vorkommen des ged. Eisen in einem Basaltgang bei Ovifak in Grönland. — 1874. T. M. M. 107.
NAUMANN (C.-Fr.). Elemente der Mineralogie. 9. Auflage. Leipzig, 1874.
NAUMANN (Edm.). Ueber die Vulkaninsel Ooshima und ihre jüngste Eruption. — 1877. Z. D. G. G. XXIX. 364.
NEMINAR (E.-F.). Die Eruptivgesteine der Gegend von Banow. — T. M. M. 1876. III. 143.
— Ueber die Entstehungsweise der Zellenkalke und verwandter Gebilde. — T. M. M. 1875. IV. 251.
NICOL (W.). Observations on the fluids contained in crystallised minerals. Edinb. New phil. Journ. 1828. 321.
— On the cavities containing fluids in rock salt. — Ibidem. 1829. III.
NIEDZWIEDZKI (Jul.). Gesteine von Aden. — S. W. A. April 1871. LXIII.
— Beobachtungen an Löllingit, Granat, Chlorit. — T. M. M. 1872. III. — L. J. 1872. 949.
— Andesit von St. Egidi in Steiermark. — T. M. M. 1872. IV.
— Zur Kenntniss der Banater Eruptivgesteine. — T. M. M. 1873. IV.
— Ueber Gesteine von der Insel Samothrake. — T. M. M. 1875. II. — L. J. 1875. 963.
— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkans. — 1879. Z. D. G. G. LXXIX.
NORDENSKIŒLD (N.). Untersuchungen einiger neuer Phänomene beim Farbenspiel des Labrador. — P. A. 1830. XIX. 179. — L. J. 1831. 192.
— Ueber die Pigmente in Lasursteinen aus der Bucharei und vom Baikalsee. — L. J. 1858. 688.
— Torit fran Feldspathbrotten naera Arendal. — 1877. Foren. i. Stockholm. Forh. III.
— Ueber zwei merkwürdige Feuermeteore, welche in Schweden während den Jahren 1876 und 1877 gesehen wurden. — Ibid. 1877. IV.
OEBBEKE (Konz.). Ein Beitrag zur Kenntniss des Paleopikrits und seine Umwandlungsprodukte. — Würzburg, 1877.
OEBERG (Er. Wald.). Kemisg och mineralogisk undersökning af Eukrit fran Radmanson i Upland. Upsala, 1872.
OSCHATZ. Mikroskopische Präparate. — Z. D. G. G. 1854. VI. 261.
— Mikrostructur des Marmor. — Z. D. G. G. 1855. VII. 5. — L. J. 1856. 50.
— Mikrostructur des Carnallit. — Z. D. G. G. 1856. VIII. 308; — Kryolith 314; sonstige Körper 534. — L. J. 1857. 620.
— Ueber die Wichtigkeit der mikroskopischen Untersuchung der Mineralien. — Z. D. G. G. 1852. IV. 13.
PENCK (Alb.). Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. — L. J. 1877. 243.
— Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. 1878. Z. D. G. G. XXX. 97.
PERTY (Max.). Die Anwendung des Mikroskops auf die Erkenntniss der Mineralstructur. — Mittheil. naturf. Ges. Bern aus dem Jahre 1868. 25-37. — Bern, 1869.
PETERS und MALY. Staurolith von St. Radegund. — S. W. A. LVII. 15. — L. J. 1869. 846.
PETERSEN (Th.). Ueber den Basalt und Hydrotachylyt von Rossdorf bei Darmstadt. — L. J. 1869. 32.
— Untersuchungen über die Grünsteine. — L. J. 1872. 573.
PETZOLDT (Alex.). Beiträge zur Naturgeschichte der Diamanten. 1842.
PFAFF (Fr.). Ueber die Messung der ebenen Krystallwinkel und deren Verwerthung für die Ableitung der Flächen. — P. A. 1857. CII. 457.
— Ueber den Einfluss der Temperatur auf Doppelbrechung. — P. A. 1864. CXXIII. 179.
— Ueber eine eigenthümliche Structur der Berylle und die angeblich optisch zweiaxigen Krystalle des quadratischen und hexagonalen Systems. P. A. 1865. CXXIV. 448.
— Ueber den Gehalt der Gesteine an mechanisch eingeschlossenem Wasser und Kochsalz. — P. A. 1871. CXLIII. 610.
— Ueber das optische Verhalten der Feldspäthe und die Tschermaksche Theorie. — 1878. Sitzungsber. d. phys. med. Societät zu Erlangen.
PHILLIPS (J.). Mikroskopische Zusammensetzung der Gesteine Yorks. — Rep. geol. Soc. of the West-Riding of Yorkshire. 1847.
PHILLIPS (J. Arth.). On the so-called greenstones of Western Cornwall. — Quart. Journ. geolog. soc. 1876. XXXII. N° 126. 155.
— On the chimical composition and microscopical constitution of certain Cornish rocks. — Phil. Mag. 1871. N° 271. 87. — L. J. 1871. 521 und 647.
— On the rocks of the mining districts of Cornwall and their relation to metalliferous deposits. — Quart. Journ. geol. soc. 1875. XXXI. N° 123. — L. J. 1876. 210.

PHILLIPS (J. Arth.). On the so-called greenstones of central and eastern Cornwall. — 1878. Quart. Journ. geol. soc. XXXIV. 74.

— On the chimical and microscopical changes which have taken place in certain eruptive rocks of North Wales. — Ibid. 1877. XXXIII. 403.

— On the structure and composition of certain pseudomorphic-crystals having the form of orthoclase. — Journ. chimic. soc. August. 1875.

PILIDE (C. D.). Untersuchung eines Melaphyrs von Pareukailor in der Bukowina. Verhdlgn. k. k. geol. Reichsanst. 1876. N° 9. 210.

POHLIG (H.). Der archaïsche District von Strehla bei Riesa in Sachsen. — Z. D. G. G. 1877. XXIX. 545.

POTIER. Roches éruptives de l'Esterel. B. S. G. 1878.

POZZI (G.-E.). Sopre alcune varietà di protogino del Monte-Bianco. — Atti della R. Acad. di Sc. di Torino. — XIV. 1879.

PRENDEL (R.). Description du météorite de Vavilorka. — Mém. de la soc. des sc. nat. de Cherbourg. 203. XXI. 1877.

PUMPELLY (Raph.). On pseudomorphs of chlorite after garnet at the Spurr Mountain Iron Mine, Lake Superior. — American Journ. of science and arts. July 1875. X.

— Metasomatic development of the copper-bearing rocks of Lake Superior. — Proceed. American Acad. of Arts and Sciences. 1878. XIII.

QUIROGA Y RODRIGUEZ (Franc.). Ofita de Pando (Santander). — Anales de la Soc. esp. de hist. nat. 1876. V.

QUIROGA Y RODRIGUEZ (Franc.) et CALDERON Y ARANA (Salv.). Erupcion ofitica del ayuntamiento de Molledo (Santander). — Anales de la Soc. esp. de hist. nat. 1877. VI. Madrid.

RAMON ADAM DE YARZA. Roca eruptiva de Motrico (provincia de Guipuzcoa). Ibid. 1878.VII.

RATH (Gerh. vom). Skizzen aus dem vulkanischen Gebiete des Niederrheins. — Z. D. G. G. 1860. XII. 29; 1862. XIV. 655; 1864. XVI. 73.

— Ein Beitrag zur Kenntniss der Trachyte des Siebengebirges. Bonn, 1861.

— Beiträge zur Kenntniss der eruptiven Gesteine der Alpen. — Z. D. G. G. 1864. XVI. 294.

— Geognostische Mittheilungen über die Euganäischen Berge bei Padua. — Z. D. G. G. 1864. XVI. 461.

— Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata. — Z. D. G. G. 1865. XVII. 399.

— Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. — Z. D. G. G. 1866. XVIII. 487; 1868. XX. 265; 1870. XXII. 591; 1873. XXV. 117.

— Ueber den Meteoriten von Ibbenbühren. — B. M. Jan. 1872.

— Ueber das Krystallsystem des Leucit. — B. M. Aug. 1872.

— Der Monzoni im südöstlichen Tyrol. — Vortrag gehalten in der niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. Bonn, 8. März 1875.

— Pseudomorphe Monticellite am Pesmeda. — P. A. 1875. CLV. 24.

— Vulkanischer Aschenregen in Skandinavien. — L. J. 1875. 506-517.

— Beiträge zur Petrographie. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. 295-418.

— Ueber die Geologie des östlichen Siebenbürgens, namentlich über das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge Hargitta. — Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. Bonn, 1876. 82-107.

— Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge Hargitta nebst dem Budösch im östlichen Siebenbürgen. Einige Beobachtungen in den Golddistricten von Vöröschpatak und Nagyag im siebenbürgischen Erzgebirge. Bonn, 1876. — L. J. 1876. 772.

— Ueber den Granit. Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge, herausgegeben von R. Virchow und Fr. Holtzendorf.

RATH (Gerh. vom) und REUSCH (F. E.). Ueber farbenschillernde Quarze von Weisselberge bei Obernkirchen unweit St. Wendel. — P. A. Jubelband, 1874.

RAUMER. (E. von). Beitrag zur Kenntniss der fränkischen Liasgesteine. — Berlin, 1878.

REINSCH (P. F.). Folge mikroskopischer Präparate über die Structurverhältnisse und die mineralogische Bestandtheile des im Jahre 1869 gefallenen Krähenbergen Meteorsteins. — Zweibrücken, 1872.

RENARD (A.). Roches plutoniques de la Belgique et des Ardennes. — L. J. 44. 1875.

— Some results of a microscopical study of the Belgian plutonic rocks. Monthly microsc. Journ. 212-218. 1876.

— Mémoire sur la structure et la composition minéralogique du coticule. — Sav. étr. Académie des sc. de Belgique. XLI. 1877.

— Note sur la diabase de Challes. — Bull. Acad. Roy. Belgique. 1878. N° 8.

REUSCH (E.). Ueber das Schillern gewisser Krystalle. — P. A. 1862. CXVI. 392; 1863. CXVIII. 256; CXX. 95.

— Ueber den Agat. — P. A. 1864. CXXIII. 94.

— Ueber einen Hydrophan von Czerwenitza. — P. A. 1865. CXXIV. 431 und 643.

REUSCH (E.). Ueber eine besondere Gattung von Durchgängen in Steinsalz und Kalkspath. — P. A. 1867. CXXXII. 441.
— Ueber die sogenannte Lamellarpolarisation des Alauns. — P. A. 1867. CXXXII. 618.
— Ueber die Körnerprobe am zweiaxigen Glimmer. — P. A. 1869. CXXXVI. 130 und 632.
— Die Körnerprobe am krystallisirten Gyps. — P. A. 1869. CXXXVI. 135.
— Untersuchungen über Glimmercombinationen. — P. A. 1869. CXXXVIII. 628.
REYER (E.). Die Euganäen. Bau und Geschichte eines Vulkans. — Wien, 1877.
— Beitrag zur Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine. — Wien, 1877.
RICHTER (R.). Das thüringische Schiefergebirge. — Z. D. G. G. 1869. XXI. 341-443.
RICHTHOFEN (G. von). Ueber den Melaphyr. — Z. D. G. G. 1856. VIII. 589.
— Bemerkungen über die Trennung von Melaphyr und Augitporphyr. — S. W. A. 1859. XXXIV. 367.
RIESS (E.-R.). Untersuchungen über die Zusammensetzung des Eklogits. — T. M. M. 165-178. 1878.
ROLLE (Fr.). Mikropetrographische Beiträge aus den rhätischen Alpen. — Wiesbaden, 1879.
ROSE (Gust.). Reise nach dem Ural. Berlin, 1842.
— Ueber die heteromorphen Zustände der kohlensauren Kalkerde. — Z. D. G. G. 1858. X. 191.
— Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harz. — Z. D. G. G. 1859. XI. 280.
— Ueber die Umstände, unter denen der kohlensaure Kalk sich in seinen drei heteromorphen Zuständen als Kalkspath, Aragonit und Kreide abscheidet. — P. A. 1860. CXI. 156.
— Ueber die Schmelzung des kohlensauren Kalkes und Darstellung künstlichen Marmors. — P. A. 1863. CXVIII. 565.
— Ueber den Asterismus der Krystalle. — B. M. Oct. 1862. — L. J. 1863. 91.
— Ueber Krystallisationen in Löthrohrperlen. — B. M. März 1867. p. 129 und Juli 1867. p. 451.
— Ueber die Gabbroformation von Neurode in Schlesien. — Z. D. G. G. 1867. XIX. 270.
— Ueber die regelmässigen Verwachsungen der verschiedenen Glimmerarten unter einander, sowie mit Pennin und Eisenglanz. — B. M. April 1869. — — P. A. 1869. CXXXVIII. 177.
— Ueber die im Kalkspath vorkommenden hohlen Canäle. — Abhdlg. K. Akad. Wiss. Berlin, 1868. 57-79.
— Beschreibung und Eintheilung der Meteoriten auf Grund der Sammlung im mineralogischen Museum zu Berlin. — Abhdlg. K. Akad. Wiss. Berlin, 1863. 23-161.
— Ueber Darstellung krystallisirter Kieselsäure auf trockenem Wege. B. M. Juni 1869.
— Ueber ein Vorkommen von Zirkon im Hypersthenit des Radauthals. — Z. D. G. G. 1870. XXII. 754.
— Ueber ein grosses Granitgeschiebe aus Pommern. — Z. D. G. G. 1872. XXIV. 419. — L. J. 1872. 960.
ROSENBUSCH (H.). Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Freiburg i. B. 1869. — L. J. 1869. 485.
— Mineralogische und geognostische Notizen von einer Reise nach Süd-Brasilien. Freiburg i. B. 1870.
— Mikrochemische Versuche an Dünnschliffen. — L. J. 1871. 914.
— Ueber einige vulkanische Gesteine von Java. — Ber. über die Verhdlg. der naturf. Ges. zu Friburg i. B. 1873. VI. 77. — L. J. 1872. 953.
— Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. — L. J. 1872. 35 und 135.
— Der Hydrotachylyt von Rossberge. — L. J. 1872. 614.
— Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart, 1873.
— Ueber die Contactzone von Barr-Andlau. — L. J. 1875. 849.
— Ein neues Mikroskop für mineralogische und petrographische Untersuchungen. — L. J. 1876. 504.
— Einige Mittheilungen über Zusammensetzung und Structur granitischer Gesteine. — Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369.
— Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg, 1877.
— Mikroskopische Physiographie der mässigen Gesteine. — Stuttgart, 1877.
ROTH (Justus). Die Gesteine von Kerguelen's Land. — B. M. Nov. 1875.
— Studien am Monte-Somma. B. M. 1877. N° 1.
ROTH (Sam.). Eine eigenthümliche Varietät des Dobschaues Grünsteins. — Verhlg. k. k. geol. Reichsans. 1879. 223.
— Ueber die Melaphyre des niedern Fatva. — Ibid. 1879. 23.
— Der Diabasporphyrit von Iekelfalva. — Ibid. 1879. 26.
ROTHPLETZ (A.). Ueber devonische Porphyroïde in Sachsen. — Sitzungsber. naturf. Ges. Leipzig, 1876.
— Ueber Quarzdiabasporphyre aus dem Silur zwischen Nossen und Niederwiesa. — Z. D. G. G. 1878. XXX. 554.
ROTHPLEZ et DATHE (E.). Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Königr. Sachsen. — Section Rocklitz. 1877.

RUTLEY (F.). On some peculiarities in the microscopic structure of felspars. — Quart. Journ. geol. soc. 1875. N° 123. XXXI. — L. J. 1876. 202.
— On some structures in Obsidian, Perlite and Leucite. — Monthly microscop. Journ. April 1876. 176.
— The study of rocks, an elementary text book of petrology. — London, 1879.
— The eruptive rocks of Brent-Tor. — Memoirs of the geolog. Survey of England and Wales. 1878.
— On a microscopic structure in Tachylite from Slievenalargy. Co Down. Ireland. — Journ. Roy. geol. Soc. Ireland. 1877. XIV. 227.
— On community of structure in rocks of dissimilar origin. — Quart. Journ. geol. soc. 1879. XXXV. 327.
SAINTE-CLAIRE DEVILLE (CH.). Analyse des feldspaths de Ténériffe. — C. R. 1844. 46.
— Essai de classification des feldspaths et des minéraux analogues. — C. R. 1845. 179.
— Diminution de densité dans les roches en passant de l'état cristallin à l'état vitreux. — C. R. 1845. 1453.
— Sur les roches volcaniques des Antilles. — C. R. 1851. 673.
— De l'altération par voie naturelle et artificielle des roches silicatées au moyen de l'acide sulfhydrique et de la vapeur d'eau. — C. R. 1852. 261.
— Sur la densité de quelques substances, quartz, corindon, métaux, etc., après fusion et refroidissement rapide. — C. R. 1855. 177.
SAINTE-CLAIRE DEVILLE (H.). Du mode de formation de la topaze et du zircon. — C. R. 1861. 780.
SAINTE-CLAIRE DEVILLE (H.) et CARON. Sur un nouveau mode de production à l'état cristallisé d'un certain nombre d'espèces chimiques et minéralogiques. — C. R. 1858. 764.
— Mémoire sur l'apatite, la wagnérite et quelques espèces artificielles de phosphates métalliques. — C. R. 1858. 985.
SAINTE-CLAIRE DEVILLE (H.) et FOUQUÉ (F.). Sur les pertes qu'éprouvent les minéraux par la chaleur. — C. R. 1854. 317.
SANDBERGER (Fridol.). Nephelinit vom Katzenbuckel. — L. J. 1869. 337.
— Basalte und Dolerite. — L. J. 1870. 205.
— Apatit in Olivinfels. — Tachylyt vom Säsebühl. L. J. 1871. 621.
— Vorläufige Bemerkungen Buchonit, eine Felsart aus der Gruppe der Nephelingesteine. — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. Juli 1872. — L. J. 1872. 743.
— Die krystallinischen Gesteine Nassau's. — Vortrag in der mineralog. Section der Naturforscher-Versammlung zu Wiesbaden am 19. September 1873.
— Ueber Dolerit. — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 3 Mai 1873.
— Weitere Mittheilungen über den Buchonit — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 1873.
— Apatit, Buchonit, Hauyn- und Noseanphonolith. — L. J. 1874. 607.
— Zirkon in Eklogiten; Beryll und Apatit aus dem Gneiss von Aumühle, Aschaffenburg. — L. J. 846. 1878.
— Ueber Dolerit und Feldspath Basalt. — T. M. M. 280. 1878.
— Ueber das Vorkommen des Zinns in Silicaten. — Sitzber. Münch. Akad. Wiss. 136. 1878.
— Ueber Basalt und Dolerit bei Schwarzenfels in Hessen. — L. J. 22. 1878.
SAUER (Ad.). Untersuchungen über phonolithische Gesteine der canarischen Inseln. — Ztschr. f. d. ges. Naturw. Halle, 1876. XLVII. — L. J. 1876. 665.
SCHALCH (Fr.). Erläuterungen zur geolog. Specialkarte von Sachsen. — Section Geyer. Leipzig, 1878.
SCHEERER (Th.). Untersuchung des Sonnensteins von Twedestrand. — P. A. 1845. LXIV. 153. — L. J. 1845. 832.
— Mikroskopische Untersuchung verschiedener Mineralien. — P. A. 1845. LXIV, 162. — L. J. 1845. 832 und 835.
SCHILLING (O.). Grünsteine des Harzes. Göttingen. — L. J. 1870. 633.
SCHMID (E. E.). Der Ehrenberg bei Ilmenan. Jena, 1876. — L. J. 1876. 567.
— Die Kaoline des thüringischen Bunssandsteins. — Z. D. G. G. 1876, XXVIII. 87-111.
— Quarzfreie Porphyre des centralen Thüringerwaldes. — Z. D. G. G. 1878. XXX. 558.
SCHMIDT (Ad.). Quarzdiorit von Yosemite. — L. J. 1878. 716.
— Ueber eine Umwandlung des Hornsteins. — Ibid. 719.
SCHMIDT (E.). Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theiles der Kreishauptmannschaft. Bautzen. — Bautzen, 1878.
SCHRAUF (A.). Lehrbuch der angewandten Physik der Krystalle. (2. Theil des Lehrbuchs der physical. Mineralogie). Wien, 1868.
— Studien an der Mineralspecies Labradorit. — S. W. A. Dec. 1869. LX. — L. J. 1870. 356.
SCHULTZE (Max.). Structur und optische Eigenschaften des Hyalit. — Verhdlgen des naturh. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westphalens. 1861. 69. — L. J. 1861. 583.

SCHUMACKER (Eug.). Ueber den körnigen Plagioklas im Kalklager von Geppersdorf in Schlesien. — L. J. 1878. 814.
— Ueber Vesuvian im Kalklager von Deutsch-Tschammendorf. — L. J. 1878. 817.
— Die Gebirgsgruppe des Rummelsbergs bei Strehlen. — Z. D. G. G. 1878. XXX. 427.
SCHUSTER (M.). Ueber Auswürflinge von Reps in Siebenbürgen. — T. M. M. 318. 1878.
SÉNARMONT (H. de). Expériences sur la formation artificielle, par voie humide, de quelques espèces minérales. — C. R. 693. 1849. — A. Ch. Ph. 129. 1850.
— Expériences sur la formation des minéraux par voie humide dans les gîtes métallifères concrétionnés. — A. Ch. Ph. 129. 1851. — C. R. 409. 1851.
— Recherches sur les propriétés optiques biréfringentes des corps isomorphes. — A. Ch. Ph. 391. 1851.
— Note sur la formation artificielle, par voie humide, du corindon et du diaspore. C. R. 447. 1851. — P. A. 35. 1852.
— Observations sur les propriétés optiques des micas et sur leur forme cristalline. C. R. 684. 1851. — A. Ch. h. 171. 1852.
— Expériences sur la production artificielle du polychroïsme dans les substances cristallisées. — A. Ph. Ch. 319. 1854. — P. A. 491. 1854.
— Remarques sur les propriétés optiques de quelques cristaux. — A. Ch. Ph. 336. 1854.
— Recherches sur la double réfraction. C. R. 65. 1856. — P. A. 605. 1856.
SENFF (J.). Der finländische Labrador. — P. A. 1829. XVII. 352. — L. J. 1830. 313.
SENFTER (R.). Zur Kenntniss der Diabase. — L. J. 1872. 673.
SCHEIBNER (Ch. P.). On Foyaïte an elaeolithic syenite occuring in Portugal. — Quart. Journ. geol. soc. 1878. XXXV. 42.
SIGMUND (Aloys). Petrographische Studien am Granit und Orthoklasporphyr der Umgebung von Predazzo. — Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1878. 340.
SILVESTRI (O.). J fenomeni vulcanici presentati dall' Etna. 1863-1866. — Catania, 1867.
— Ricerche chimico-micrografiche sopra le piogge rosse e le polveri meteoriche delle Sicilie. — Catania, 1877.
— Sopra alcune paraffine ed altre carburi d'idrogeno omologhi, che trovansi contenuti in una lava dell' Etna. — Gazz. Chim. Italiana, 1877. 1. — Z. X. 1877. I. 4. 402.
SIMMLER (R. Th.). Versuch zur Interpretation der von Brewster im Jahre 1826 in krystallisirten Mineralien entdeckten, sehr expansi blen Flüssigkeiten. — P. A. 1858. CV. 460.
— Ueber das Problem der Diamantbildung. — P. A. 1858. CV. 466.
SJŒGREN (A.). Ueber das Eisenerzvorkommen von Taberg in Smäland, Schweden. — Geol. Fören. i Stockholm Förhdlg. III. N° 2. — L. J. 1876. 434.
— Ueber das Verhalten des Gadolinits, Orthits und verwandter Mineralien unter dem Mikroskope. — Geol. Foren. i. Stockholm Furh. 1877. III. 258.
— Ueber das Vorkommen von Berzeliit und Karginit. — Ibid. II. 533.
SŒCHTING (E.). Ueber den Einschluss von Flüssigkeiten in Mineralien. — Ztschr. f. d. ges. Naturw. Halle, 1859. XIII. XIV. 417-442.
— Ueber Einschlüsse von Mineralien in krystallisirten Mineralien, deren chemische Zusammensetzung und die Art ihrer Entstehung. — Ibidem, 1854. VII.
SOLLAS (W.-J.). On the Glaukonite granules of the Cambridge Greensand. — Geol. mag. 1876. 539.
SORBY (H. Clifton). On the microscopical structure of the calcareous grit of Yorkshire. — Quart. Journ. geol. soc. 1851. VII.
— On the origin of slaty cleavage. — Edinb. new philos. Journ. 1853. V. 157.
— On the microscopical structure of some British tertiary and posttertiary marls and limestones. — Quart. Journ. geol. soc. 1853. IX. 344.
— On the magnesian limestone having been formed by the alteration of an ordinary calcareous deposit. — Rep. of the British Assoc. for the advanc. of science. Cheltenham, 1856. p. 77. — Edinb. new philos. Journ. 1856. IV. 388. — L. J. 1857. 89.
— On the microscopical structure of mica-state. — Report of the British Assoc. for the advanc. of science. Cheltenham 1856. 79. — Edinb. new philos. Journ. 1856. IV. 339. — L. J. 1857. 89.
— On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. — Quart. Journ. geol. soc. Nov. 1858. XIV. 453. — L. J. 1860. 86.
— Anwendung des Mikroskops. — L. J. 1861. 769.
— On the application of the microscope to the study of rocks. — Monthly microsc. Journ. Sept. 1870.
— On the organic origin of the so-called crystalloids of the chalk. — Ann. of natural hist. 1861 (3). Nr. 45. VIII.

SORBY (H. Clifton). On the colouring matters derived from the decomposition of some minute organisms. Monthly microscop. Journ. May 1870.
— On some remarkable spectra of compounds of zirconia and oxydes of uranium. — Proceed. Roy. Soc. 1870. 117.
— On crystals enclosed in blow-pipe beads. — Monthly microscop. Journ. June 1869.
— On the original nature and subsequent alteration of mica-schist. Quart. Journ. geol. soc. Nov. 1863.
— On a new method of determining the temperature and pressure at which various roks and minerals were formed. — Rep. of the British Assoc. for the advanc. of science Leeds, 1854. 107.
— On some peculiarities in the arrangement of the minerals in igneous rocks. — Ibidem. — Edinb. new philos. Journ. 1859. IX. 150. — L. J. 1860. 85.
— Ueber Kalksteingeschiebe mit Eindrücken. — L. J. 1863. 801.
— On the microscopical structure of Mount Sorel Syenite, artificially fused and slowly cooled. — Geol. and polyt. soc. of the West-Riding of Yorkshire. May 28. 1863.
— On the microscopical structure of meteorites. — Proceed. Roy. Soc. London, June 16. 1864.
— On a definite method of qualitative analysis of animal and vegetable colouring matters by means of the Spectrum microscope. Proceed. Roy. Soc. London, 1867. N° 92.
— On some contrivances for the study of spectra and for applying the mode of spectrum analysis to the microscope. — Roy. micr. soc. Avril. 1875.
— On a new method for determining the index of double refraction in thin sections of mineral substances. — Mineral. mag. 1877. N° 6.
— On the microscopical structure of amber. — Monthly microsc. journ. 1876. 225.
— On the structure and origin of meteorites. — Nature. 5. April 1877. 495-499.
— On the microscopical characters of sands and clays. — Monthly microscop. Journ. 9 Febr. 1877.
— Determination of minerals in thin sections by means of their refractive indices. — Mineral. mag. 1878. N° 8.
SORBY (H. Clifton) and BUTLER (P. J.). On the structure of Rubies, Sapphires, Diamonds and some other minerals. — Proceed. Roy. Soc. London, 1869. Nr. 109.
SPLITGERBER (D.). Ueber Entglasung. — P. A. 1849. LXXVI. 566.
— Ueber die im Glase befindlichen entglasten Körper und die durch dieselben hervorgerufenen optischen Erscheinungen. — P. A. 1852. LXXXV. 408.
SPRANCK (H.). Der Vollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. — Marburg, 1878.
STACHE (G.) und JOHN (C.). Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1877.XXVII. 143.
STAPFF. (Em.). Ueber Zirkon in den Gotthardgesteinen. — Z. D. G. G. 1879. XXXI. 405.
STEENSTRUP (K. J. V.). Ueber die Nordenskiöld'schen Eisenmassen und das Vorkommen von gediegenem Eisen in Basalt. — Wissenschaftl. [Mittheil. des naturh. Ver. in Kopenhagen, 1875. Nr. 16-19. — L. J. 1877. 91-93.
STELZNER (Alfr.). Gesteine vom Cap verde. — Berg- und Hüttenmännische Ztg, XXVI. 47. — L. J. 1867. 367.
— Mikrostructur des Labradorites und Pegmatolithes. — Berg- und Hüttenmännische Ztg. XXIX. 150. — L. J. 1870. 784.
— Porphyre aus dem Altaï. — Berg- und Hüttenmännische Ztg. XXIX. — L. J. 1870. 634.
— Petrographische Bemerkungen über die Gesteine des Altaï. Aus Cotta, der Altaï, etc., Leipzig, 1871. — L. J. 1871. 182.
— Untersuchungen im Gebiet des sächsischen Granulitgebirges. — L. J. 1871. 244.
— Ueber Gabrenschiefer. — Berg- und Hüttenmännische Ztg. XXVIII. 41. 1869. — L. J. 1870. 112.
— Ueber mikroskopische Flüssigkeiteinschlüsse in Mineralien und Gesteinen. — Ibidem XXVIII. 43. 1869.
— Bronzitgabbro von Varallo im Sesiathale. — Berg- und Hüttenmänn. Ztg. 1877. XXXVI. N° 11. 86. — Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 623.
STERRY HUNT. Chemical and geological essays. Salem. Cassino. 1878.
STORY-MASKELINE (Nev.). On the mineral constituents of meteorites. — Philos. Transact. 1870. 189-214.
STRENG (Aug.). Feldspathstudien. — L. J. 1871. 598 und 715.
— Bemerkungen über die krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. — L. J. 1872. 261 und 370.
— Ueber die mikroskopiche Unterscheidung von Nephelin und Apatit. — T. M. M. 1876. III. 167.
— Mikroskopische Untersuchung der Porphyrite von Ilfeld. — L. J. 1875. 785-811.
— Porphyrit von Ilfeld. — L. J. 1875. 624.
— Mikroskopische Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahethale. — L. J. 1873. 225.

STRENG (Aug.). Ueber die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika. — L. J. 1877. 41-56; 113-138; 225-242.

— Ueber den Chabasit. — XVI. Bericht des Oberhess. Ges. für Natur- und Heilkunde. Giessen, 1877

STRENG (A.) und ZŒPPRITZ (K.). Ueber den basaltischen Vulkan Aspenkippel bei Climbach unfern Giessen. — 14 Jahresbericht der Oberhessisch. Ges. für Natur- und Heilk. 1873.

STRUVE (Joh.). Studi petrografici sul Lazio. Reale Acad. dei Lincei. (3). I. 1876. 3 Dicembre.

STUDER (Bernh.). Die Porphyre des Luganer Sees. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. 418-421. — L. J. 1875. 881.

SVEDMARK (Eug.). Mikroskopisk Undersökning af Uralitporphyr fran Vaksala. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1876. — L. J. 1877. 99.

— Bidrag till Kännedomen om Vestgötabergens Trapp. Upsala, 1875.

— Om granat i en Kambrisk lerskiffer fran Lemmingstorp, Motala Socken, Oestergötland. — Geol. Fören. i. Stockholm Föhrhandl. 1877. N° 38. III. N° 10.

— Halle och Hunnebergs Trapp. — Sveriges geolog. Undersokning. 1878.

SZABO. Trachyte und Rhyolithe der Ungebung von Tokaj. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1866. 89.

— Die Amphibol-Trachyte der Matra in Central- Ungarn. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1869. 417.

— Ueber eine neue Methode die Feldspathe auch in Gesteinen zu bestimmen. — Buda-Pest. Franklin-Verein. 1876.

— Der Wehrlit von Szarvasko. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1877. 269.

TERGLAV (Joh.). Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe. T. M. M. 1876. IV. 207-288.

THOULET (J.). Séparation des éléments non ferrugineux des roches, fondée sur leur différence de poids spécifique. — C. R. 18 févr. 1878.

— Variations des angles plans des clivages sur les faces des principales zones dans le pyroxène, l'amphibole et les feldspaths. — A. M. juillet-août 1878.

— Séparation mécanique des divers éléments minéralogiques des roches. — B. S. M. 17. 1879.

— Note sur le fer chromé. — B. S. M. 34. 1879.

TŒRNEBOHM (A. E.). Rombporfyren vid Christiania. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1875. II. N° 23. — L. J. 1875. 552.

— Om nagra amorfa former af trapp. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1875. II. N° 24. — L. J. 1875. 552.

— Fonolit fran Elfdalen. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1875. II. N° 25.

— Ueber die Verbreitung des Zirkons in Gesteinen. — Ibidem 1876. III. N° 34. — L. J. 1877. 97.

— Ein Beitrag zur Frage der Quarzitbildung. — Ibidem 1876. III. N° 35. — L. J. 1877. 210.

— Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. — L. J. 1877. 258-274 und 379-393.

— Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. — Kon. Svenska Vetensk. Akad. Handling. XIV. N° 13. 1877. Stockholm.

— Mikroskopiska begartsstudier. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1876. III. N° 6. 184-187 und N° 7. 210-218.

— Ueber eisenführende Gesteine von Ovifak und Assuk in Grönland. — Bihangtill. k. svenska vet. Akad. Handlinger. V. N° 10.

— Om turmalin sasom accessorisk bestaudsdel i. hälleflinta och eurit. — Geol. Tören i. Stockholm Förhandl. 1876. III. 218.

— Beskrifning till geol. Atlas öfrer Daunemora Grufvor-Stockholm. 1878.

TRIPPKE (P.). Ueber den Enstatit aus den Olivinknollen des Gröditzerberges. — L. J. 1878.

— Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. — Z. D. G. G. 1878. XXX. 145.

TSCHERMAK (Gust.). Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte der Mandelsteine. — S. W. A. 1863. XLVII.

— Chemisch-mineralogische Studien. I. Die Feldspathgruppe. — S. W. A. Dec. 1864. L.

— Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in den Umgebungen von Teschen und Neutitschein. — S. W. A. 1866. LIII. 260. — L. J. 1866. 728.

— Quarzführende Plagioklasgesteine. — S. W. A. 1867. LV. 287. — L. J. 1867. 615.

— Ueber Serpentinbildung. — S. W. A. Juli 1867. LVI. — L. J. 1868. 215.

— Ueber die Verbreitung des Olivin in den Felsarten. — S. W. A. Juli 1867. LVI. — L. J. 1868. 88.

— Mikroskopische Unterscheidung der Mineralien aus der Augit-, Amphibol- und Biotit-Gruppe. — S. W. A. Mai 1869. LIX. — L. J. 1869. 752.

— Die Porphyrgesteine Oesterreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien, 1869.

— Der Meteorit von Lodran. — S. W. A. 1870. N° 10. — P. A. 1870. CXL. 321.

— Ueber den Meteoriten von Goalpara. — S. W. A. Dec. 1870. LXII. — L. J. 1871. 412.

TSCHERMAK (Gust.). Ueber Pyroxen und Amphibol. — T. M. M. 1871. I.
— Die Meteoriten von Stannern, Constantinopel, Shergotty und Gopalpur. — T. M. M. 1872. II. — S. W. A. Febr. 1872. LXV.
— Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. II.
— Diallag in quarzführendem Porphyr. — T. M. M. 1873. I. 47.
— Die Form und die Verwandlung des Labradorits von Verespatak. — T. M. M. 1874. IV. — L. J. 1875. 313.
— Die Trümmerstructur der Meteoriten von Orvinio und Chantonnay. S. W. A. Nov. 1874. LXX.
— Felsarten aus dem Caucasus. — T. M. M. 1875. III.
— Das Krystallsystem des Muscovits. T. M. M. 1875. IV.
— Verwandlung von Grammatit in Talk bei Gegenwart von Olivin. — T. M. M. 1876. I. 65.
— Der Meteorit von Hungen. — T. M. M. 1877. IV.
— Die Glimmergruppe. — 1e Z. X. 14. 1878. — 2e Z. X. 122. 1879.
— Der Meteorit von Grosnaja. — T. M. M. 153. 1878.
— Optisches Verhalten von Korundkrystallen. — T. M. M. 1878. 362.
TSCHERMAK und SIPŒCZ (L.). Die Clintonitgruppe. — S. W. A. LXXVIII. 1878.
TURPIN. Mikroskopische Körper durchscheinender Kieselgesteine. — L. J. 1837. 728.
— Ursache rother Färbung der Achate. — L. J. 1838. 605.
UMLAUFT (W.-L.). Beiträge zur Kenntniss der Thonschiefer. — Lotos 1876. — L. J. 1876. 872.
UNTSCH (J.). Beiträge zur Kenntniss der Basalte Steiermarks. — Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1872. 47-60. — L. J. 1873. 321.
UZIELLI (G.). Sopra la baritina ed il ferro oligisto di Calafuria. — Reale Acad. dei Lincei. Roma, 1876 (2). III. — L. J. 1877. 302.
— Sopra lo zircone della costa Tirrena. — L. J. 1877. 303.
VALLÉE-POUSSIN (Ch. de la) et RENARD (A.). Mémoire sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française. — Mém. couronnés et mém. des savants étrangers publ. par l'Acad. Roy. Bruxelles, 1876.
— Complément du mémoire couronné sur les roches plutoniennes de la Belgique. — Bull. Acad. Roy. Belg. mars 1876 (2). XLI. N° 3. (Rapport de M. Dewalque.)
— Ueber die Feldspath- und Hornblende-Gesteine der französischen Ardennen. — Z. D. G. G. 1876 XXVIII. 750-774.
VÉLAIN (Ch.). Sur les roches éruptives des îles voisines du littoral algérien. — C. R. 5 janvier 1874.
— Étude microscopique et chimique d'un feldspath orthose sodique de l'île Prachgoûn. — C. R. 8 juin 1874.
— Étude microscopique des roches éruptives de Nossi-Bé. — C. R. 14 juillet 1876.
— Sur les trachytes de la presqu'île d'Aden. — B. S. G. 3e série V. 146.
— Description géologique de la presqu'île d'Aden, de l'île de la Réunion, des îles Saint-Paul et Amsterdam. — In-8° avec 27 planches. Paris, Savy, éd. 1877.
— Études microscopiques des verres résultant de la fusion des cendres de graminées. — B. S. M. N° 7. 113.
— Sur les roches éruptives de la Guyane française. B. S. G. 3e série. VII.
— Étude des palagonites de l'île de Pâques. — B. S. G. 3e série. VII.
VOGELSANG (H.). Ueber die mikroskopische Structur der Schlacken und über die Beziehungen der Mikrostructur zur Genesis der krystallinen Gesteine. — P. A. 1864. CXXI. 101. — L. J. 1864. 494.
— Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinsstudien. Bonn, 1867.
— Sur le labradorite coloré de la côte du Labrador. — Arch. Néerland, 1868. II. — L. J. 1868. 480.
— Sur les cristallites. — Arch. Néerland. 1870. V; 1871. VI; 1872. VII.
— Ueber die natürlichen Ultramarin-Verbindungen. — Mededeel. der Kon. Akad. van Wetenschapp. 1872 (2). VII.
— Die Krystalliten. F. Zirkel. Bonn, 1875.
VOGELSANG (H.) und GEISSLER (H.). Ueber die Natur der Flüssigkeitseinschlüsse in gewissen Mineralien. — P. A. 1869. CXXXVII. 56. — P. A. 1869. CXXXVII. 257. — cf. L. J. 1869. 747.
VOLGER (O.). Studien zur Entwicklungsgeschichte der Mineralien. Zürich, 1854.
— Versuch einer Monographie des Boracites. Hannover, 1855.
— Der Asterismus. — S. W. A. Jan. 1856. XIX.
VRBA (K.). Ueber die Ergebnisse der mikroskopischen Forschungen auf dem Gebiete der Mineralogie und Petrographie. — Lotos. Aug. 1871. XXI. 123.
— Tridymit als Einschluss in Bergkrystall. — Lotos. Déc. 1872. — L. J. 1873. 190.
— Augit und Basalt von Schönhof in Böhmen. — Lotos, 1870.
— Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. — S. W. A. Febr. 1874. LXIX. — L. J. 1875. 95.

VRBA (K.). Ueber die mineralogische Zusammensetzung der Laven von den Kaymenen im Golfe von Santorin. — Lotos. Febr. 1875. — L. J. 1875. 424.
— Die Grünsteine aus der 1000 Meter Teufe des Adalbert-Schachtes in Przibram. — Oesterreichische Ztschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1875. — Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. 136. — L. J. 1878. 437.
— Die Grünsteine der Pribramer Erzreviers. — T. M. M. 1877. 223.
WADSWORT (M.-E.). Notes on the mineralogy and petrography of Boston and vicinity. — Proceed. Boston. Soc. of natur. Hist. 1877. XIX.
— Notes on the petrography of Quincy and Rockport. — Ibid. 1878. 309.
— On the classification of rocks. — Bull. Museum comparative Zoology at Harvard College. Cambridge. Mass. 1879. V. N° 13.
WANGENHEIM von QUALEN. Beiträge zur Kenntniss der schwarzen Erde in Russland (Tschernosem). — Bull. soc. impér. nat. Mosc. 1854. 74.
WARD (J. Clifton). Notes on the comparative microscopic rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. — Quart. Journ. geol. soc. 1875. N° 123. XXXI. — Geol. Mag. (2). N° 126. I. 569. — L. J. 1876. 211.
— On the granitic, granitoid and associated metamorphic rocks of the Lake district. — Quart. Journ. geol. 1875. N° 124. XXXI. 568-602 and N° 125, 1876. 1-34.
— On the occurence of chlorite among the Lower Silurian volcanic rocks of the English Lake district. — Mineral. mag. 1877. 119.
— The geology of the northern part of the English Lake district. Description of the Quarter-sheet 101 G. E. of the geological Survey Map of England and Wales. — London, 1876.
WARD et HALL (M.). Note upon a portion of basalt from Mid' Atlantic. — Mineral. maj. 1876. I.
WARTHA (V.). Ueber die mikroskopische Structur des Mondsteins. — Züricher Vierteljahrschrift. 1870. XV.
WEBSKY (M.). Ueber die Krystallstructur des Serpentin und einiger demselben zuzurechnenden Fossilien. — Z. D. G. G. 1858. X. 277.
— Ueber Uranophan. — Z. D. G. G. 1859. XI. 364.
— Ueber Diallag, Hypersthen und Anorthit im Gabbro von Neurode in Schlesien. — Z. D. G. G. 1864. XVI. 530.
— Mikroskopische Untersuchung des rothen Porphyrs von Mienkina und des schwarzen Eruptivgesteins aus dem Thiergarten von Krzeszowice bei Krakau. — In Rœmer, Geologie von Oberschlesien. Breslau, 1870. 437-441.
WEDDING. Ueber die Laven des Vesuvs. — Z. D. G. G. 1858. X. 375.
WEIGAND (Br.). Die Serpentine der Vogesen. — T. M. M. 1875. III.
WEISS (Ch.-E.). Beobachtungen und Untersuchungen über den Schillerspath von Todtmoos. — P. A. 1863. CXIX. — L. J. 1863. 719.
— Beiträge zur Kenntniss der Feldspathbildung. Haarlem, 1866. — L. J. 1867. 217.
— Ueber Aetzfiguren bei Gyps- und Schlagfiguren bei Bleiglanz. — Z. D. G. G. 1877. XXIX. 208-214.
— Quarzporphyre aus Thüringen. — Z. D. G. G. 1877. XXIX. 418.
WEISSE (J.-F.). Mikroskopische Uutersuchung der Schwarzerde (Tschernosem) Russlands. — Bull. soc. imp. nat. Mosc. 1855. XXVII. 452. — L. J. 1857. 473.
— Mikroskopische Analyse eines organischen Polirschiefers aus dem Gouvernement Simbirsk. — Bull. phys. math. Acad. Pétersbourg, 1854. XIII. 273.
WERNER (G.). Ueber den Werth der Dünnschliffe bei Gebirgsarten. — Württemb. naturw. Jahresh. 1868 XXIV. 29-34.
WICHMANN (Arth.). Die Pseudomorphosen des Cordierits. — Z. D. G. G. 1874. XXVI. 675. — L. J. 1875. 194.
— Zur geognostischen Kenntniss der Palau-Inseln. — Basalt von der Insel Ponopé (Ascension), Carolinen-Gruppe. — Journ. des Museum Godefroy. 1874. VIII. — L. J. 1875. 656 und 658.
— Nephelinbasalt von Oahu. — L. J. 1875. 172.
— Melaphyr aus dem Plauenschen Grunde. — L. J. 1875. 623.
— Granatfels von Berggieshübel und Kolophonit. — Z. D. G. G. 1875. XXVII. 749. — L. J. 1876. 198.
— Ueber doppeltbrechende Granaten. — P. A. 1876. CLVII. 282. — L. J. 1876. 560.
— Ueber Puddingstein. — L. J. 1876. 907-918.
— Mikroskopische Untersuchungen über die Sericit-Gesteine des rechterrheinischen Taunus. — Verhdlg des naturf. Ver. Jahrgang XXXIV (5). 4.
— Ueber einige Laven der Insel Ninafou. — Journ. des Museum Godeffroy. 1878. XIV.
— Einige Mittheilungen über die Insel Futuna. — Ibid.
— A microscopical study of some Huronian olay-slates. — Quart. Journ. geol. soc. 1879. XXXV. 156.

WIIK (F.-J.). Mineralogische und petrographische Mittheilungen. — L. J. 1876. 203-210.
— Ofversigt of Finlands geologiska förhaallanden. — Helsingfors, 1876.
— Mittheilungen über finnische Mineralien. — Z. X. 1878. II. 395.
WINTHER (A.). und WILL (W.). Ueber den Basalt des Schiffenberges. — XV. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- und Heilk. Giessen 1876. — L. J. 1877. 102.
WITHAM (H. of Lartington). Observations on fossil vegetables. Edinb. and Lond. 1831. — L. J. 1833. 456.
WOLFF (Fr. M.). Untersuchung von Melaphyren aus der Gegend von Kleinschmalkalden. — Zeitsch. f. d. ges. Naturw. Halle, 1878. LI.
WUNDER (Gust.). Ueber die Bildung von Krystallen in der Borax- und Phosphorsalzperle. — Journ. prakt. Chem. 1870. N. F. I. 452.
— Ueber den Isotrimorphismus der Zinnoxyde und der Titansäure und über die Krystallformen der Zirkonerde. — Journ. prakt. Chem. 1870. N. F. I. 475; II. 206.
— Ueber die aus Glasflüssen krystallisirenden Zinn- und Titanverbindungen. — Journ prakt. Chem. 1871. N. F. IV. 339.
WYROUBOFF. Färbung der Flussspathe. — Bull. soc. impér. nat. Moscou 1866. XXXIX. 120; XL. 228. — — L. J. 1867. 474; 1869. 235.
ZECH. Die physikalischen Eigenschaften der Krystalle. — Würtemb. naturw. Jahresb. 1865. XXI. 227-273; 1866. XXII. 207-231.
ZEPHAROVICH (R. von). Ueber eine Feldspathmetamorphose von Ckyn in Böhmen. — T. M. M. 1874. I. 7.
— Thuringit vom Zirmsee in Kärnthen. — Z. X. 1877. I. 4. 371-379.
ZICKENDRATH (Ernst). Der Kersantit von Langenschwalbach in Nassau. Würzburg, 1875. — L. J. 1875. 753.
ZIRKEL (F.). Die trachytischen Gesteine der Eifel. — Z. D. G. G. 1859. 507. — L. J. 1861. 360.
— Mikroskopische structur der Gesteine. — P. A. 1863. 288.
— Mikroskopische Gesteinsstudien. — S. W. A. 1863. XLVII. 226. — L. J. 1863. 615.
— Petrographische Untersuchungen über rhyolitische Gesteine der Taupo-Zone. — L. J. 1864. 632.
— Laven von Nea-Kaimeni. — L. J. 1866. 769.
— Lehrbuch der Petrographie. — Bonn, 1865.
— Dünnschliffe echter Basalte. — L. J. 1867. 109.
— Ueber die mikroskopische Zusammensetzung der Phonolithe. — P. A. 1867. 298. — L. J. 1868. 87.
— Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen. — Z. D. G. G. 1867. 68. — L. J. 1867. 746.
— Mikroskopische Untersuchungen über die glasigen und halbglasigen Gesteine. — Z. D. G. G. 1867. 737. — L. J. 1868. 486.
— Ueber die mikroskopische Structur der Leucit und die Zusammensetzung leucitführender Gesteine. — Z. D. G. G. 1868. 97. — L. J. 1878. 609.
— Ueber die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. — L. J. 1868. 697.
— Leucitgesteine im Erzgebirge. — P. A. 1869. 544. — L. J. 1869. 755.
— Ueber den mikroskopischen Tridymit. — P. A. 1870. 492.
— Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. — Bonn, 1870. — L. J. 1870. 358.
— Mikromineralogische Mittheilungen. — L. J. 1870. 801.
— Ueber den Bytownit. — T. M. M. 1871. — L. J. 1872. 427.
— Ueber die mikroskopische Zusammensetzung von Thonschiefern und Dachschiefern. — P. A. 1871. 319 — L. J. 1872. 321.
— Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. — Z. D. G. G. 1871. 1. — L. J. 1871. 295. 414.
— Mikromineralogische Mittheilungen. — L. J. 1872. 1.
— Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. — Leipzig, 1873.
— Leucit in Basalt von Gunung Bantal Sœsœm bei Java. — L. J. 1875.
— Turmalin in Phylliten, Zirkon in Granulit und Krystallinen Schiefern. — L. J. 1875. 628.
— Die Zusammensetzung des Kersantons. — Ber. d. k. sächs. Ges. Wiss. 21 juillet 1875.
— Die Structur des Variolites. — Ibid.
— Vulkanische Asche, die vom 29. auf den 30. März 1875 in Norwegen fiel. — L. J. 1875. 399.
— Mikroskopical petrography of the fourtieth parallel. Washington, 1876.
— Ueber die krystallinischen Gesteine längs des 40 Breitegrades in Nordwest-Amerika. — Ber. k. Sächs. Akad. Wiss. 1877. 156.
— Limurit aus der Vallée de Lesponne (roche à axinite des Pyrénées). — L. J. 1879. 379.

INDEX ALPHABÉTIQUE

Acide fluorhydrique, son emploi, 116.
Actinote, 365.
Adulaire, 220.
Agate, 195, 196, 197.
Albite, 241.
Almandin, 399.
Altérations secondaires, 144.
Amphiboles, 365.
— diagnostic. Distinction avec le *mica noir,* le *pyroxène,* 342, 362.
Amphigène (v. leucite), 283.
Analcime, 472.
Analyse qualitative, 104.
Analyse quantitative, 120.
Andalousite, 451.
— diagnostic. Distinction avec le *pyroxène,* la *staurotide,* 454.
Andésites, 165, 166, 167.
Angles dièdres (mesure des), 27.
Angles plans (mesure des), 27.
Anomite, 333.
Anorthite, 262.
Apatite, 299.
— diagnostic. Distinction avec le *quartz,* la *tridymite,* la *néphéline,* 304.
Appareil de caléfaction des plaques minces, 138.
Aragonite, 475.
Arfvedsonite, 345.
Aspasiolite, 314.
Augite (v. pyroxène), 349.
Aventurine, 248.
Axes d'élasticité α, β, γ, 33.
Axes optiques A, B, et leur angle vrai 2V, 35.
Bamlite (sillimanite), 457.
Basalte anorthique, 170.
— labradorique, 170.
Bastite, 383.
Baume de Canada (manipulation), 20.
Béryl, 297.
Bi-iodure de mercure et de potassium (liqueur), 117.
Biotite, 333.
Bisilicates, 345.
Bronzites, 379.
Bucholzite (sillimanite), 457.
Bulles de gaz des inclusions, 135.
Bytownite, 113.
Calcédoine, 195, 196, 197.
Calcite, 473.
Cancrinite (éléolite altérée), 275.
Caractéristiques d'un plan, ε, δ, 82.
Chabasie, 472.
Chiastolite, 451.
Chlorites, 437.
— diagnostic. Distinction avec le *mica noir,* 342.
Chlorophyllite (cordiérite), 314.
Chlorure de sodium des inclusions, 141.

Chrysotile, 441.
Classification des roches éruptives, 150.
Clinochlore, 438.
Copal (emploi de la gomme-), 23.
Cordiérite, 313.
Corindon, 467.
Conséranite, 319.
Cristallites, 126.
Cristaux incomplets, 128.
— noyés dans l'épaisseur d'une plaque, 84.
— polysynthétiques, 128.
Croisement des nicols, 93.
Crocidolite, 345.
Dacite, 162.
Damourite, 334.
Détermination du système cristallin des minéraux microscopiques, 53.
Diabase andésitique, 165.
— anorthique, 170.
— labradorique, 168.
— quartzifère, 162.
Diallage, 349.
Diamant, 469.
Dichroïsme, 98.
Diopside, 345.
Diorite andésitique, 164.
— labradorique, 168.
— quartzifère, 162.
Dipyre, 319.
Disthène, 459.
— diagnostic. Distinction avec la *glaucophane*, 461.
Dolérite andésitique, 165.
— anorthique, 170.
— labradorique, 168.
— quartzifère, 162.
Éclogite, 377.
Électro-aimant, 115.
Éléolite, 272.
Ellipsoïdes F et E de Fresnel, 34.
Émeraude, 297.
Émeri, 467.
Eustatite, 379.
— diagnostic. Distinction avec l'*olivine*, 382.
Épidote, 427.
— diagnostic. Distinction avec le *pyroxène*, l'*amphibole*, 363, 433.
Épure générale; extinctions d'une zone quelconque, 63.
Épure générale; cas où l'arête de zone est située dans les plans principaux d'élasticité, 61.
Esmarkite, 314.
Euphotide andésitique, 165.
— anorthique, 170.
— labradorique, 169.
— quartzifère, 162.
Extinctions d'une lame mince cristalline, 44.
— rapportées aux traces des clivages faciles, 81.
Fassaïte, 349.
Fayalite, 385.
Feldspaths chatoyants, 256.
Feldspaths, généralités, 203.
Feldspaths tricliniques, 227.
Fer chromé, 414.
— natif, 443.
— oligiste, 421.
— oxydulé, 416.
— titané, 425.
Fibrolite, 457.
Figures de corrosion, 108.
Fluidalité, 132.
Gabbro andésitique, 165.
— anorthique, 170.
— labradorique, 169.
Gahnite (v. pléonaste), 410.
Gieseckite (v. néphéline), 267.
Gigantolite, 314.
Glaucophane, 345.
Globulites, 127.
Gneiss, 174.
— amphiboliques, 174.
— granulitiques, 175.
Granite, 159.
Granulite, 160.
Graphite, 470.
Grenat, 399.
Grossissement (mesure du), 26.
Grossulaire, 399.
Gypse des inclusions, 141.
Haüyne, 325.
— diagnostic. Distinction avec la *leucite* et la *sodalite*, 331.
Hédenbergite, 345.

Hématite, 421.
Historique, 14.
Hornblende, 365.
Hyalite, 180.
Hyalomélane, 159.
Hydrophane, 178.
Hypérite anorthique, 170.
— labradorique, 169.
Hypersthènes, 377.
— diagnostic. Distinction avec le *diallage*, l'*amphibole*, le *mica noir*, 382.
Ilménite, 425.
Inclusions à acide carbonique, 136.
— à deux liquides, 137.
— gazeuses, 133.
— liquides, 135.
— vitreuse, 141.
Jaspe, 195, 196, 197.
Kersantite, 164.
— quartzifère, 161.
Labrador, 251.
— chatoyant, 257.
Labradorites, 170.
Lamelles empilées, 187.
Lépidolite, 334.
Lépidomélane, 333.
Leptynites, 174.
Leucite, 283.
— diagnostic, Distinction avec les *globules perlitiques*, les *magmas vitreux* et les *matières amorphes*, 291.
Leucitite, 172.
Leucitophyre, 171.
Leucotéphrite, 172.
Leucoxène, 426.
Lherzolithe, 173.
Limburgite, 173.
Longulites, 127.
Lumière convergente, 101.
Macles, 129.
Margarodite, 334.
Meïonite, 318.
Mélanite, 399.
Mélaphyre andésitique, 167.
— anorthique, 170.
— labradorique, 170.
Mélilite, 321.
Mélilite, diagnostic. Distinction avec le *pyroxène*, le *mica noir*, 322.
Méroxène, 333.
Mésotype, 472.
Métaxite, 441.
Miascite, 171.
Micas, 333.
Micas blancs. Diagnostic. Distinction avec la *calcite*, la *séricite*, le *talc*, 342.
Micas noirs. Diagnostic. Distinction avec la *chlorite*, la *tourmaline*, la *hornblende*, 342.
Microcline, 234.
— Identité probable avec l'orthose, 238.
Micro-granulite, 160.
Microlithique (structure), 154.
Micro-pegmatite, 160.
Microscope, ses qualités, son emploi, 24.
Minéraux primordiaux, secondaires, 149.
Minette, 163.
Muscovite, 334.
Néphéline, 267.
— calcédonieuse, 268.
— diagnostic. Distinction avec l'*apatite*, le *quartz*, la *calcédoine*, la *tridymite*, les *zéolites*, 277.
Néphélinite, 172.
Nicol, 39.
Norite anorthique, 170.
— labradorique, 169.
Noséane, 325.
Obsidiennes, 159.
Oligoclase, 245.
Olivine, 385.
— diagnostic. Distinction avec l'*augite*, l'*enstatite*, 391.
Omphazite, 377.
Opale gélatinoïde, 178.
— hyalitique, 180.
— sphérolithique, 182.
Ophitique (structure), 153.
Orthose, 209.
Ouralitisation, 364.
Ouwarowite, 399.
Paragonite, 334.
Paranthine, 318.
Passauïte, 318.
Pegmatoïde (structure), 153.

Pennine, 438.
Péridot, 385.
Péridotite, 173.
Perlites, 87, 159.
Perlite artificielle, 179.
Perthite, 244.
Pétrosiliceuse (structure), 154.
Phengite, 334.
Phlogopite, 333.
Phonolithe, 171.
Picotite, 411.
Pierre de lune, 222.
Pierre de soleil, 248.
Pierre des amazones (microcline), 234.
Pinite, 314.
Plaques minces, confection, 19.
Plaques minces très fragiles, 22.
Pléonaste, 410.
Polarisation chromatique, 48.
Polarisation d'agrégat, 85.
Polychroïsme, 95.
Ponces, 159.
Porphyre à quartz globulaire, 161.
— pétrosiliceux, 161.
— syénitique, 163.
Porphyrites andésitiques, 165, 166, 167.
— labradoriques, 169.
Porzellanspath, 319.
Poudre (préparation d'une), 18.
Procédé Boricky, 104.
Procédé Szabo, 108.
Procédés d'extraction des minéraux élémentaires, 114.
Propriétés optiques des minéraux, 31.
Pyknite (topaze), 295.
Pyrargillite, 314.
Pyrope, 399.
Pyroxènes, 349.
— diagnostic. Distinction avec l'*amphibole*, l'*épidote*, l'*olivine*, 362.
Quartz, généralités, 177.
— diagnostic. Distinction avec la *wernérite grenue*, l'*adulaire*, la *néphéline*, l'*olivine*, l'*émeraude*, la *topaze*, 199.
Quartz des filons métallifères, 197.
Quartz primordial de première consolidation, 189.
— granitique, 190.
Quartz granulitique, 190.
— pegmatoïde, 191.
— de corrosion, 193.
— globulaire, 193.
— calcédonieux. 195.
Quartz secondaire grenu, 196.
— — globulaire, 196.
— — calcédonieux, 196.
Reproduction artificielle. Albite, 244.
— — Anorthite, 264.
— — Apatite, 305.
— — Calcédoine, 200.
— — Corindon, 468.
— — Enstatite, 382.
— — Fissures perlitiques, 179.
— — Fer chromé, 419.
— — Fer oligiste, 422.
— — Fer oxydulé, 419.
— — Labrador, 259.
— — Leucite, 292.
— — Mélanite, 403.
— — Mélilite, 323.
— — Néphéline, 279.
— — Oligoclase, 250.
— — Orthose, 224.
— — Péridot, 392.
— — Pyroxène, 364.
— — Quartz, 200.
— — Sphène, 312.
— — Spinelles, 419.
— — Tridymite, 201.
— — Zircon, 408.
Rétinites, 159.
Rhyolithes, 161.
Ripidolite, 438.
Rubis, 467.
Sahlite, 345.
Sanidine, 219.
Saphir, 467.
Saussurite, 257.
Schistes maclifères, 453.
Séricite, 343.
Serpentine, 441.
Serpentine en roche, 173.
Sillimanite, 457.
Smaragdite, 377.
Sodalite, 447.

Sodalite, diagnostic. Distinction avec la *matière vitreuse*, l'*opale gélatinoïde*, la *leucite*, l'*haüyne*, 449.
Sphène, 307.
Spessartine, 399.
Sphérolithes colloïdes, 86.
— en partie cristallisés, 88.
— entièrement cristallisés, 89.
Spinellides, 409.
Spinelles, 410.
— diagnostic, 413.
Staurotide, 463.
Stilbite, 472.
Structures (principales des roches), 158.
Superposition de plusieurs cristaux, 85.
Syénites, 162, 163.
Syénite éléolitique, 171.
Systèmes cristallins (détermination au microscope des), 57.
Tachylite, 159.
Talc, 435.
— diagnostic. Distinction avec le *mica blanc*, la *séricite*, 436.
Téphrites, 172
Teschénites, 172.
Topaze, 295.
Tourmaline, 395.
Trachytes, 163.
Trachytoïde (structure), 154.
Trémolite, 345.
Trichites, 127.
Tridymite, 183.
Usure mécanique des cristaux, 132.
Utilité de l'examen microscopique, 9.
Viridite, 443.
Vitreuse (structure), 154.
Zéolites, 471.
Zinnwaldite, 334.
Zircon, 405.
Zones d'accroissement, 130.
Zones principales; extinctions, 59.
Wernérites, 317.
— grenues, 319.
Wollastonite, 346.

Quantin imprimeur
S. Benoit 7 Paris

Fig. 1.

Fig. 2.

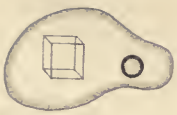


Fig. 3.

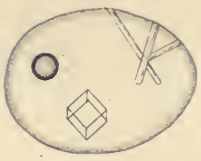


Fig 4.

Fig. 5.

Fig. 6.

Fig. 7.

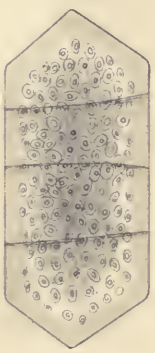


Fig. 8.

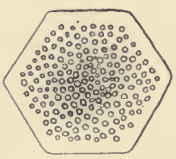


Fig. 9.

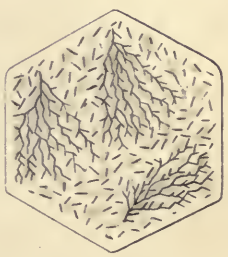


Fig. 10.

Fig. 11.

Fig. 12.

Fig 13.

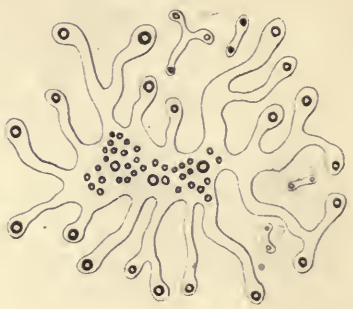


Fig. 14.

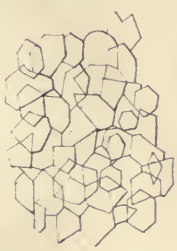


Fig. 16.

Fig. 17.

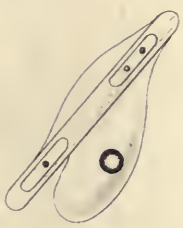


Fig 18.

Fig. 19.

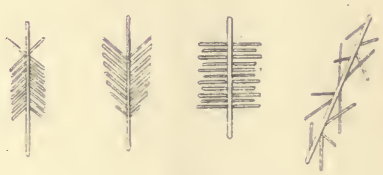


Fig. 15.

Fig. 20.

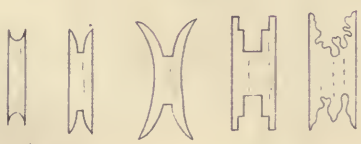


Fig. 21.

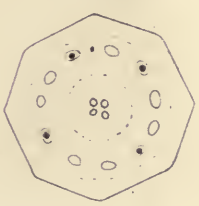
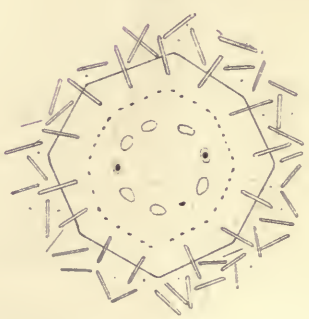


Fig. 22.

Fig. 23.



Lith Anst v J G Bach, Leipzig

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Lith. Anst. v. J. G. Bach, Lei

Fig. 1.

Fig. 2.

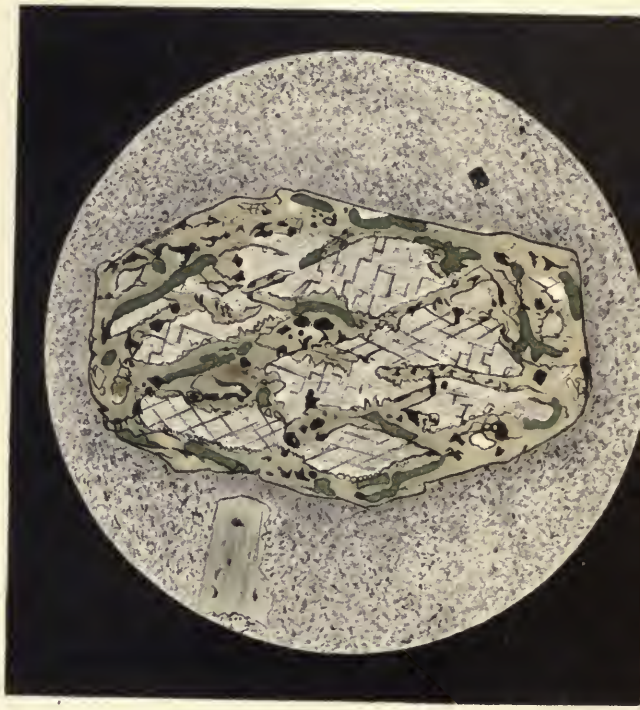
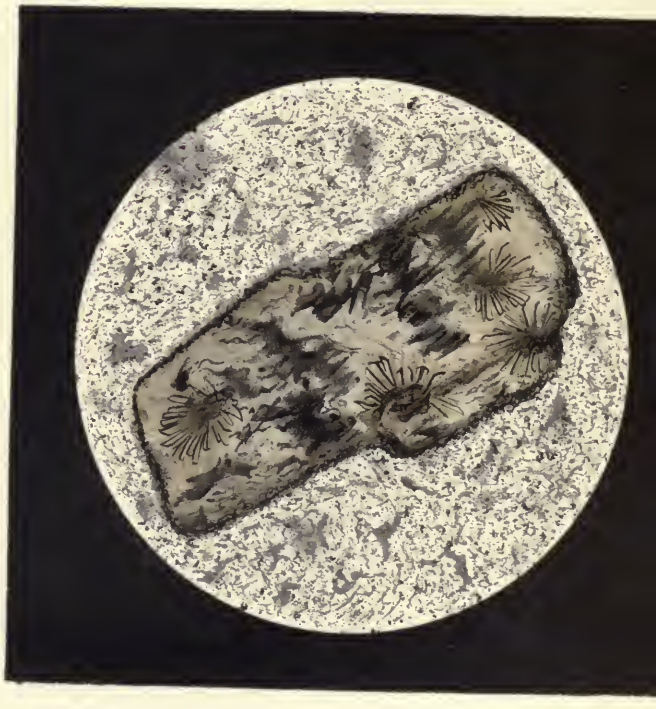


Fig. 3.

Fig. 4.



Lith.Anst.v.J.G.Bach

Fig. 1.

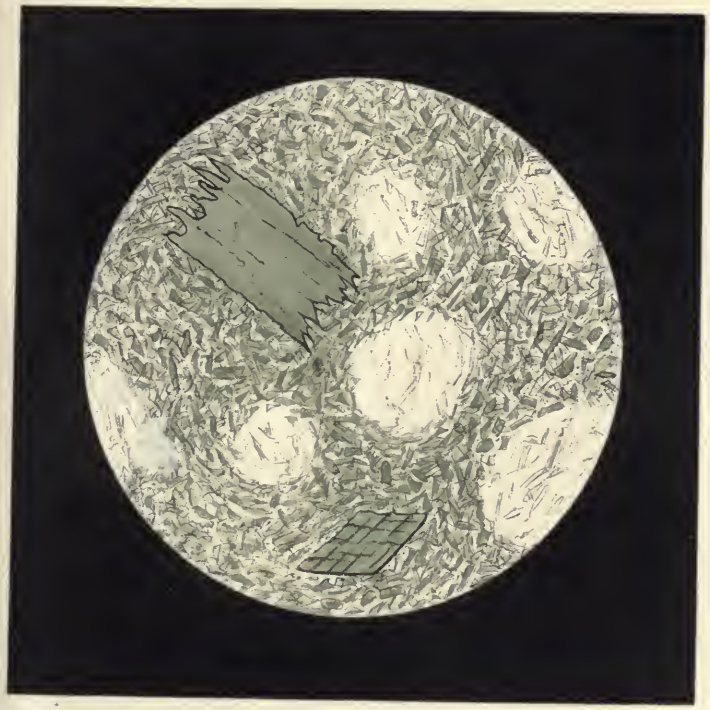


Fig. 2.

Fig. 3.

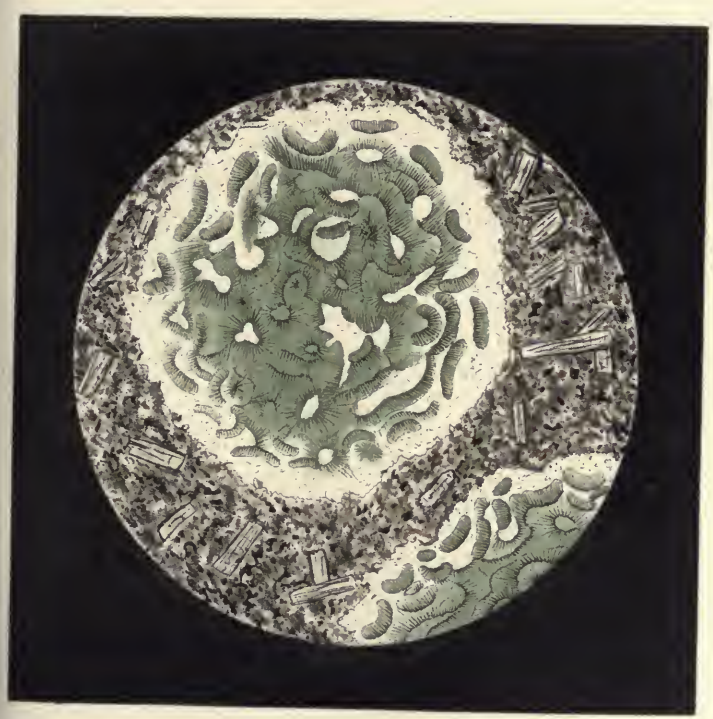


Fig. 4.

Lith. Anst. v. J. G. Bach, Leipzig

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

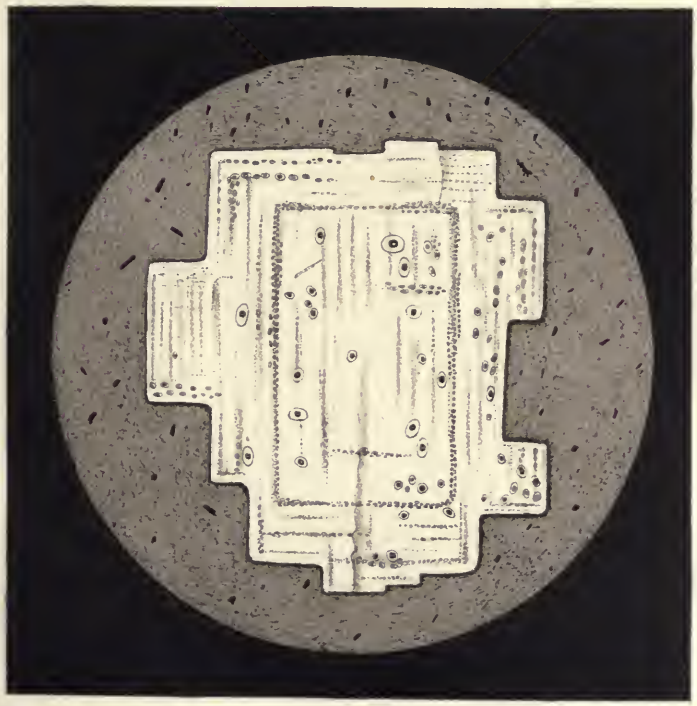


Fig. 4.

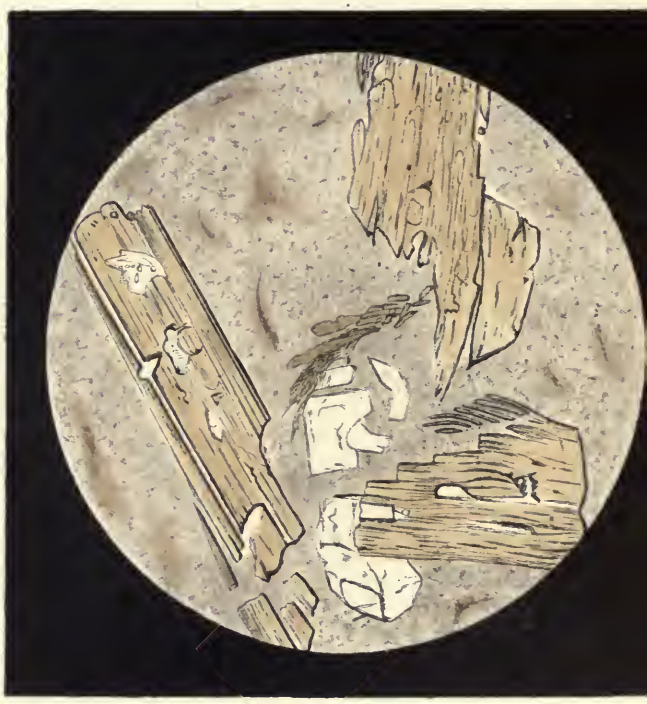
Lith. Anst. v. J. G. Bach, Le

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.



Lith. Anst. v. J. G. Bach, L

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Lith. Anst. v. J. G. Bach, Leip

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Lith. Anst. v J G Bach, L

Fig. 1.

Fig. 2.

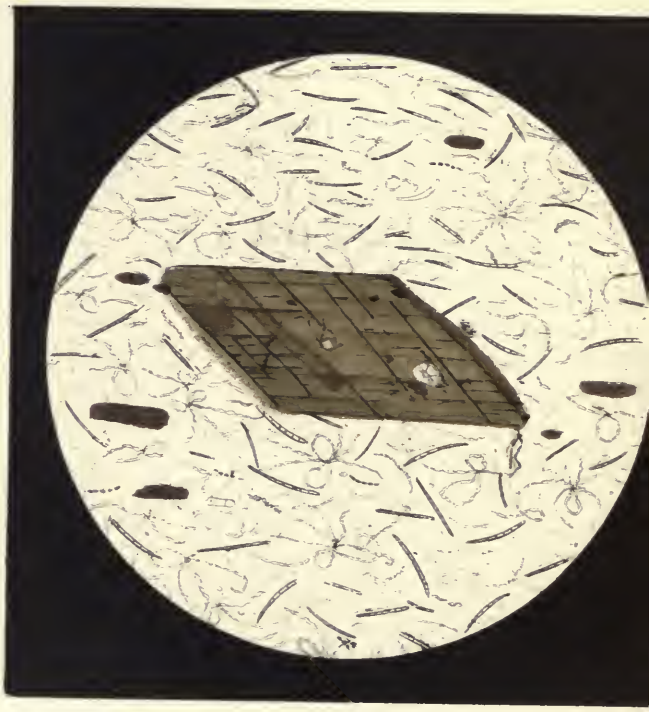


Fig. 3.

Fig. 4.

Lith. Anst. v. J. G. Bach, Leip

Fig. 1.

Fig. 2.

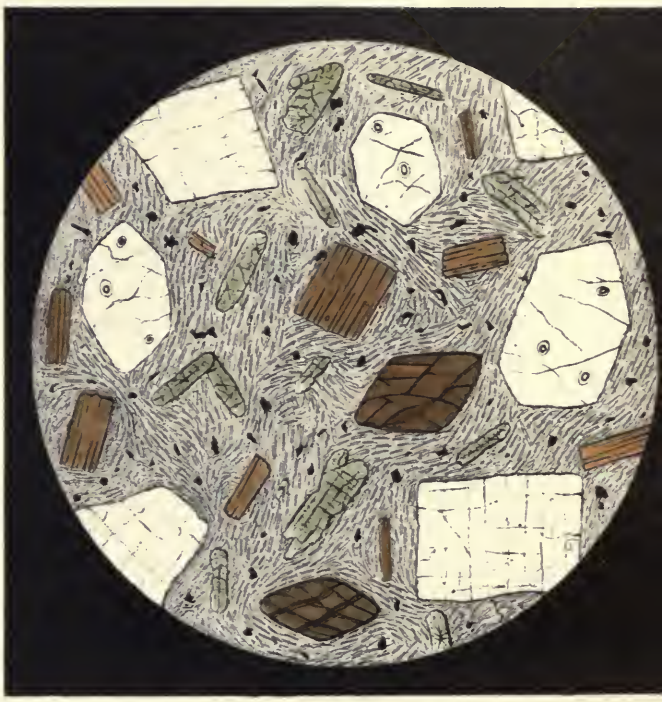


Fig. 3.

Fig. 4.

Lith. Anst. v. J. G. Bach, Le

Fig. 1.

Fig. 2.

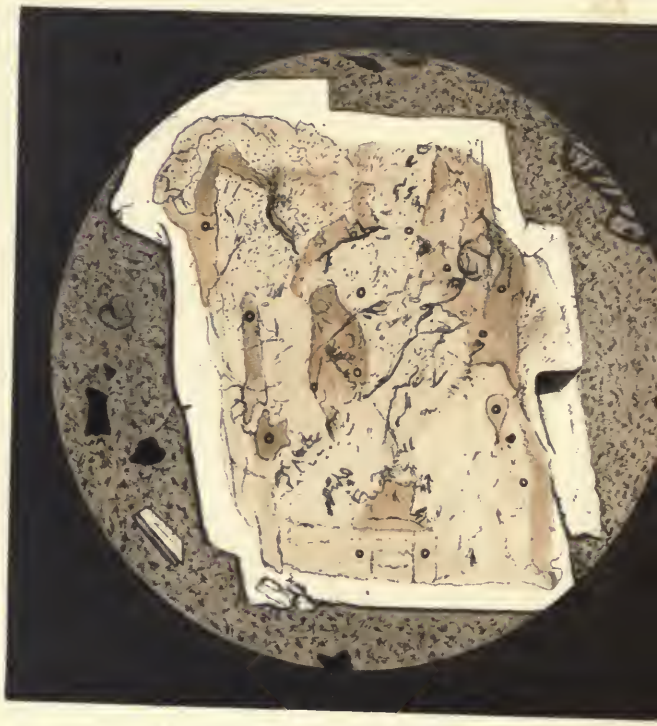


Fig. 3.

Fig. 4.

Lith. Anst v J.G. Bach, Leipzig

Fig. 1.

Fig. 2.

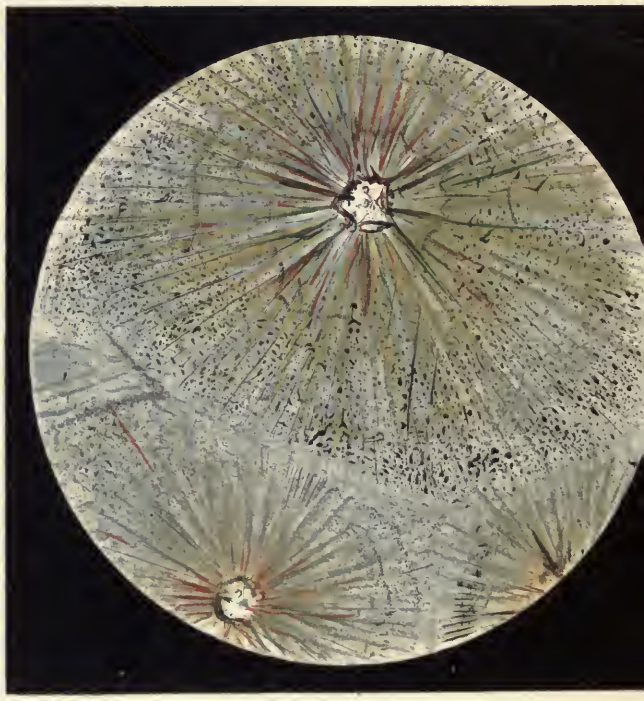


Fig. 3.

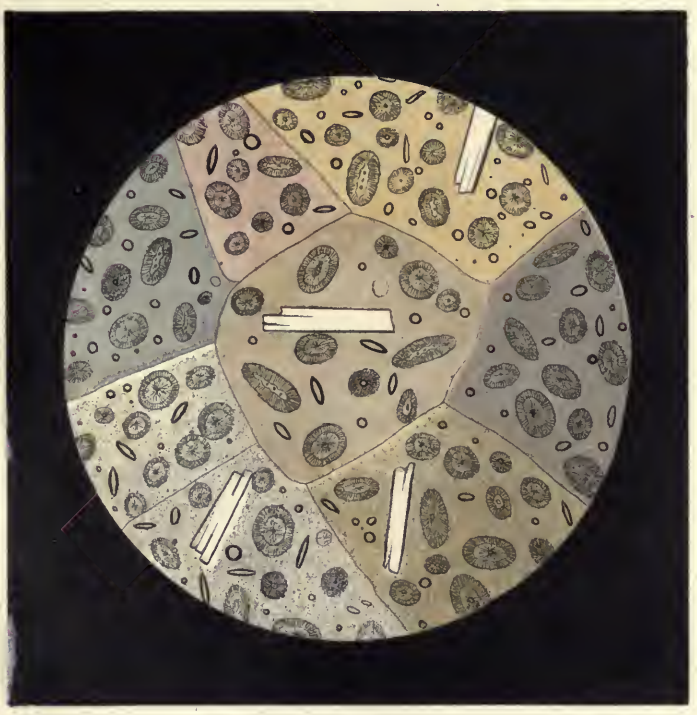


Fig. 4.

Lith Anst v J G Bach

BINDING
OCT 5 1970

QE
451
F8F6
t.1

Fouqué, Ferdinand André
Mineralogie micrographique
roches éruptives françaises

P&A Sci

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY